VALTION MAATALOUSKOETOIMINNAN JULKAISUJA N:o 154
PUBLICATIONS OF THE FINNISH STATE AGRICULTURAL RESEARCH BOARD No. 154

SUOVILJELYKSEN MAAN LÄMPÖOLOISTA PELSONSUOLLA VUOSINA 1952—1955

YRJÖ PESSI

MAATALOUDEN TUTKIMUSKESKUS, HALLAKOEASEMA, PELSONSUO

SUMMARY:

ON THE THERMAL CONDITIONS OF CULTIVATED PEAT SOIL IN PELSONSUO IN THE YEARS 1952—1955

COMMONWEALTH BUREAU OF PASTURES AND FIELD CROPS
LIB. REF.
RECD. 3 JUL 1958
Ab. by
DATE 4.7.58
Ab. articles: PP.

HELSINKI 1957

VALTION MAATALOUSKOETOIMINNAN JULKAISUJA N:o 154
PUBLICATIONS OF THE FINNISH STATE AGRICULTURAL RESEARCH BOARD No. 154

SUOVILJELYKSEN MAAN LÄMPÖOLOISTA PELSONSUOLLA VUOSINA 1952—1955

YRJÖ PESSI

MAATALOUDEN TUTKIMUSKESKUS, HALLAKOEASEMA,
PELSONSUO

SUMMARY:

ON THE THERMAL CONDITIONS OF CULTIVATED PEAT SOIL IN PELSONSUO IN THE YEARS 1952—1955

HELSINKI 1957

Helsinki 1957. Valtioneuvoston kirjapaino

Alkulause

Hallakoeasemalla Pelsonsuolla on suoritettu maan lämpöoloja koskevia tutkimuksia, joista eräs on julkaistu jo aikaisemmin (Pessi 1956). Esillä oleva tutkimus liittyy aikaisemmin julkaistuun, sillä aineistona on osaksi käytetty samaa tutkimusmateriaalia. Edellinen tutkimus käsitteli yksinomaan eri tavoin käsiteltyjen koeruutujen kesken horisontaalisuunnassa esiintyviä maan lämpötilaeroja. Sen sijaan esillä olevassa tutkimuksessa kiinnitetään keskeinen huomio maan lämpötilanvaihteluihin eri syvyyksissä.

Professoreille Matti Franssila, Jaakko Keränen ja Erkki Kivinen esitän parhaat kiitokset heidän antamistaan ohjeista ja viitteistä työni käsikirjoitusvaiheen aikana. Samalla lausun kiitokseni Kyösti Haatajan rahastolle tutkimusta varten saamastani apurahasta.

Pelsonsuolla toukokuussa 1956

Yrjö Pessi

Sisällysluettelo

Suuremerkit — Symbols

t_m = vuorokauden keskilämpötila
daily mean temperature

t_8 = lämpötila klo 8.
temperature at 8.00 hrs.

t_{14} = lämpötila klo 14
temperature at 14.00 hrs.

t_{20} = lämpötila klo 20
temperature at 20.00 hrs.

λ = lämmönjohtavuus
thermal conductivity

ϱ = tiheys
density

C = ominaislämpö painoyksikköä kohti
specific heat, on a weight basis

K = lämpötilanjohtavuus
thermal diffusivity

K_a = amplitudin perusteella laskettu lämpötilanjohtavuus
thermal diffusivity as calculated on the basis of the amplitudes

K_r = ääriarvojen esiintymisajan myöhästymisen perusteella laskettu lämpötilanjohtavuus
thermal diffusivity as calculated on the basis of the time lag of the ertremes

x = maakerrosten välinen matka
distance in depth between the soil layers under consideration

e = luonnollisen logaritmijärjestelmän kantaluku
base of the natural logarithms

T = periodin pituus
period length of the curve

a = amplitudi määräsyvyydessä
amplitude at a given depth

r = ääriarvojen esiintymisajankohtien myöhästyminen radiaaneina
time lag of the occurrence of the extremes, expressed in radians

Johdanto

Lämpötila on yksi niistä primäärisistä tekijöistä, jotka säätelevät kasvien kehitystä. Runsaasti onkin tutkimuksia siitä, kuinka ilman lämpötila vaikuttaa kasvimaailmaan. Korkeampien kasvien kehittyminen on kuitenkin sekä ilman että maan lämpötilan funktio. Lisäksi maan mikrofloorall on merkitystä kasvien kehitykseen, ja tämän eliöryhmän toiminta on erityisesti riippuvainen maan lämpötilasta. Tavallisesti kiinnitetään kuitenkin liian vähän huomiota maan lämpötilaan kasvien kasvutekijänä. Viljelyskasvien ollessa kysymyksessä omistetaan huomiota maan lämpöoloille useimmiten vain itämiskauden aikana.

Sen ymmärtämiseksi, mikä merkitys maan lämpötilalla on kasvien kehitykselle, on syytä viitata muutamiin seikkoihin.

Kasvia ei voida pitää vain jonkinlaisena kappaleena, vaan se on samalla lukuisten toisiinsa kietoutuneiden elintoimintojen kokonaisuus. Elintoimintojen keskinäisiä syy-yhteyksiä tutkittaessa on huomattu, kuinka elintoiminnat tapahtuvat ikään kuin yhteisen ohjelman mukaisesti. Tästä aiheutuu, että kasvin juuriston ja maanpäällisten osien toiminta ja siinä tapahtuvat muutokset heijastuvat kasvin koko elämässä.

Kasvin kehkeytymisen monimutkainen prosessi sisältää suuren joukon fysikaalisia, kemiallisia ja fysiologisia ilmiöitä. Lämpötilalla on vaikutusta kaikkiin näihin prosesseihin. Juuristossa tapahtuvat ovat kytkeytyneet maan lämpötilaan.

Maan lämpötilalla on myös huomattava välillinen merkitys viljelyskasveille. Mikro-organismien kasvu, lisääntyminen ja aktiivisuus ovat nimittäin lämpötilasta riippuvaisia. Mikrobien aiheuttamiahan ovat sellaiset ilmiöt kuin orgaanisen aineen hajoaminen, ammonisaatio, nitrifikaatio, nystyränmuodostus jne.

Niiden lukujen perusteella, joita kirjallisuudessa esitetään viljelyskasvien juuriston optimilämpötila-arvoina (FITCH 1915, DICKSON 1923, BUSHNELL 1925, HARRISON 1934, BROWN 1939, WORT 1940, SPRAQUE 1943, HOAGLAND 1944) on pääteltävissä, että Suomessa viljeltävien viljelyskasvien juuriston optimilämpötilat ovat muutaman asteen 20 °C:n kummallakin puolella, talvehtivilla kasveilla ehkä vähän alhaisempia kuin muilla.

Kun Suomi on pohjois-eteläsuunnassa huomattavan laaja, esiintyy maan lämpöoloissa tietenkin olennaisia valtakunnan eri osien välisiä vaihteluja

jo yksin leveysaste-erojen johdosta. Kun lisäksi maan lämpöolot vaihtelevat useiden paikallisten tekijöiden vaikutuksesta (mm. soiden lämpöolot poikkeavat huomattavasti kivennäismaiden lämpöoloista), on maan lämpöolojen tuntemisella viljelyskasviemme menestymistä seurattaessa oma merkityksensä.

Suhteellisen perusteellisia maan lämpöoloja koskevia tutkimuksia ovat Suomessa suorittaneet HOMÉN (1896), KERÄNEN (1920) VESIKIVI (1933) JUUSELA (1945) ja PESSI (1956). Nämä tutkimukset antavat arvokasta selvitystä lukuisiin kysymyksiin, mutta eivät ole luonnollisesti läheskään riittäviä, ottaen huomioon vuotuisten sää-, ynnä monien paikallisten tekijöiden vaihtelut.

Kun kasvukausi on Suomessa verraten lyhyt, kytkeytyy meillä maan lämpöoloihin myös eräs tekijä, jolla on merkitystä kasvinviljelylle. Kun se ajanjakso, jolloin ilman lämpötila on kasvien kehitykselle edullinen, on melko lyhyt, on merkitystä sillä seikalla, kuinka hyvin samastuvat ne ajanjaksot, jolloin sekä ilman että maan lämpöolot sallivat kasvien kehityksen. Suomen olosuhteethan poikkeavat lumipeitteen ja roudan vuoksi eteläisempien seutujen oloista.

Seuraavassa käsitellään suoviljelyksen maan lämpöoloja hallakoeasemalla, Pelsonsuolla vuosina 1952—1955 suoritettujen tutkimusten perusteella sekä jossakin määrin myös maan lämpöoloihin vaikuttavia tekijöitä.

I. Tutkimuspaikka ja sääolot

1. Tutkimuspaikka

Tutkimukset suoritettiin vuosina 1952—1955 Pelsonsuolla ($\lambda = 26.5°$ E, $\varphi = 64.3°$ N). Tutkimuspaikka sijaitsi noin 14 000 ha laajan suoalueen yhteydessä, josta on raivattu viljelykseen 1 500 ha.

Tutkimukset tapahtuivat 18. VI—30. VII. 1952 välisenä aikana suoviljelyksellä, jossa turvekerroksen paksuus oli keskimäärin 60 cm ja turve heikosti maatunutta saraturvetta. Pohjamaa oli karkeata hietaa, josta lajitteeseen 0.6—0.2 mm kuului 1 %, 0.2—0.06 95 %, 0.06—0.02 3 % ja 0.02—0.006 1 %. pH oli 5.5. Pelto oli ojitettu 90 cm syvillä avo-ojilla 20 m:n levyisiin sarkoihin, mitattuna ojan keskeltä ojan keskelle. Mittauspaikka sijaitsi saran keskellä. Kyntökerroksen paksuus oli noin 30 cm. Keväällä 1952 alue äestettiin ja kylvettiin kauralle. Vilja orastui 8. VI ja niitettiin 15. IX. Termoelementit asetettiin maahan 16. VI. 1952 5, 10, 20 ja 30 cm:n syvyyksiin. Kerrannaisia ei käytetty.

9. IX. 1952 lähtien tutkimuksia suoritettiin toisella viljelyksellä. Ojitustapa oli sama kuin ensimmäisellä alueellakin. Turvekerroksen paksuus oli 156 cm, turve 0—100 cm:n syvyydessä heikosti maatunutta saraturvetta ja 100—156 cm:n syvyydessä kohtalaisesti maatunutta ruskosammalsaraturvetta. Pohjamaa oli samaa kuin ensimmäisen mittauspaikan pohjamaa. Mittauspaikka sijaitsi 4 m:n etäisyydellä sarkaojasta. Kyntökerroksen paksuus oli saralla noin 30 cm. Muokkauskerroksesta yritettiin poistaa mahdollisimman tarkoin maatumattomat kasvien jätteet. Termoelementit asetettiin maahan 8. IX. 1952 5, 10, 20, 50 ja 100 cm:n syvyyksiin. 5, 10 ja 20 cm:n syvyyksissä oli kaksi kerrannaista, muissa yksi termoelementti. Keväällä 1953 kylvettiin alueelle kaura. Vilja orastui 13. VI ja oli harva. Se niitettiin 16. IX. Kesällä 1954 ja 1955 pidettiin maan pinta kasvillisuudesta vapaana.

Vilja pysyi vuosina 1952 ja 1953 lakoontumatta. Keväällä 1954 nyhdettiin koealueelta tarkoin edellisen vuoden viljan sänki ja maan pinta tasoitettiin.

Molemmat mittauspaikat sijaitsivat tasaisella aukealla siten, että lähin metsänreuna oli pohjoissuunnassa 0.1 km:n, idässä 2 km:n, etelässä 1 km:n ja lännessä 0.3 km:n etäisyydellä.

2. Sääolot

Taulukossa 1 esitetään seudun lämpö- ja sadeoloja. Lämpötilan normaaliarvot on laskettu vuosilta 1901—1930. Tämän jälkeen on tapahtunut kuitenkin sään lämpenemistä siinä määrin, että vuoden keskilämpötila on kohonnut 1—1.5 °C (Keränen 1952, 1955). Tutkimusvuosien lämpöolot vastaavat tämän vuoksi melko hyvin normaalisia lämpöoloja.

Seudulla esiintyy säännöllisesti maan routaantumista talvisaikana, ja suon routakerroksen vahvuus on vaihdellen 20—40 cm. Tutkimusvuosina suli routa pois 27. V. 1952, 10. VI. 1953, 14. VI. 1954 ja 16. VI. 1955. Tutkimusvuosien lumisuhteet (kuvat 1 ja 2) antavat melko hyvän kuvan seudun lumipeitteen keskimääräisistä ominaisuuksista.

Taulukko 1. Lämpötila ja sademäärä tutkimuspaikasta 1 km:n etäisyydellä olevalla ilmastoasemalla.

Table 1. Temperature and rainfall, as measured at a climatological station 1 km away from the test area

Kuukausi *Month*	Keskilämpötila, °C *Mean temperature, °C*					Sademäärä, mm *Rainfall, mm*					Sadepäivien luku *Number of rainy days*			
	Normaali *Normal value*	Poikkeama normaalista *Departure from normal*				Normaali *Normal value*	Poikkeama normaalista *Departure from normal*							
		1952	1953	1954	1955		1952	1953	1954	1955	1952	1953	1954	1955
Tammikuu .. *January*	—10.3	+4.1	+0.1	+0.5	—0.4	40	—5	—10	— 6	+ 5	21	16	14	16
Helmikuu ... *February*	—11.0	+4.2	—4.5	—6.8	—4.1	32	+19	— 2	—30	— 8	22	14	4	15
Maaliskuu ... *March*	— 6.8	—4.9	+2.5	+3.8	—4.1	30	— 9	— 5	— 9	— 7	12	11	18	15
Huhtikuu ... *April*	— 0.3	+1.2	+2.8	+0.1	—3.9	34	—17	— 1	—29	— 8	9	12	4	9
Toukokuu ... *May*	5.9	—0.9	+0.1	+3.9	—1.4	42	— 3	—11	—22	—10	11	14	6	11
Kesäkuu .... *June*	11.8	+0.8	+5.4	+0.1	—0.8	61	—37	— 2	+42	—30	8	15	20	10
Heinäkuu ... *July*	15.2	—0.6	—1.0	+2.3	+0.5	71	— 2	+28	+21	— 1	14	17	20	8
Elokuu ..... *August*	12.3	0.9	+1.6	+1.4	+3.1	77	—16	+62	18	—65	13	22	11	5
Syyskuu .... *September*	7.2	—1.5	—0.8	+1.5	+3.1	62	+ 8	—33	+32	+27	14	9	22	18
Lokakuu .... *October*	0.7	2.8	+2.7	+0.7	+0.1	63	58	31	3	+ 2	7	19	14	[illegible]
Marraskuu .. *November*	— 4.3	+0.3	+3.0	+1.0	—3.6	47	—19	—13	—23	+ 6	14	13	15	—
Joulukuu ... *December*	— 8.5	+0.5	+6.3	+6.9	—8.9	43	— 8	— 7	+31	+ 5	20	12	22	—
Vuosi ...... *Year*	1.0	0.1	+1.5	+1.3	0.3	602	69	26	14	84	165	174	170	—

Taulukossa 2 esitetään kokonaissäteily Pelsonsuolla kahden tutkimusvuoden kesän aikana.

Taulukko 2. Kokonaissäteily Pelsonsuolla vuosina 1954—1955, Cal/cm².
Table 2. Total arriving net radiation at Pelsonsuo in the years 1954—1955, Cal/cm².

Vuosi *Year*	Kuukausi — *Month*			
	VI	VII	VIII	IX
1954	10 282	10 988	7 871	4 133
1955	13 314	13 868	10 300	3 555

II. Kojeiden kuvaus ja tutkimusmenetelmät

Maan lämpötilanmittaukset suoritettiin fil. maist. Uljas Attilan suunnittelemalla ja tekemällä mittauslaitteella. Siinä on sovellettu kahden mittaustavan, vastuslämpömittarimenetelmän ja termoelementtien avulla tapahtuvan mittauksen yhdistelmää. Laitteen tarkempi kuvaus on suoritettu aikaisemmin (Pessi 1956, p. 17—24).

Kokonaissäteily mitattiin Robitzschin kaksoismetallipyranografilla. Mittari sijaitsi 1.5 m:n korkeudella maan pinnasta noin 200 m maan lämpötilanmittauspaikasta etelään.

Maan ominaispaino määritettiin Albertin ja Bogsin (1914) pikamenetelmää käyttäen. Maanäytteiden otto ja ominaispainonmääritysten teknillinen suoritus on selostettu tarkemmin aikaisemmin (Pessi 1956, p. 26—27).

Maan kosteus määritettiin pitämällä maanäyte yli yön 105 °C:ssa.

Maan ominaislämpö määritetään tavallisesti kalorimetrillä. Varsinaisesti tähän tarkoitukseen sopivaa kalorimetria ei ollut käytettävissä. Sen vuoksi tutkittiin mahdollisuutta laskea teoreettisesti ominaislämpöarvot. Tarkastelun jälkeen omaksuttiin tämä tapa. Laskeminen suoritettiin siten, että laskettiin erikseen painoyksikössä olevan maan ja veden lämpökapasiteetti ja otettiin näiden summa. Turpeen ominaislämpöarvoksi otettiin 0.48 cal/g °C (Karsten 1917, p. 320).

Pohjaveden pinnan etäisyys maan pinnasta mitattiin 9. IX. 1952 lähtien. Laudasta tehdyt pohjavesiputket sijoitettiin saran keskelle ja 1 m:n etäisyydelle sarkaojasta. Veden pinnan etäisyys maan pinnasta mitattiin mittakepillä. Veden pinnan liikkeistä havaittiin, milloin mittakepin pää tavoitti veden pinnan.

Lumipeitteen tiheys mitattiin mittauspaikan vierestä Korhosen ja Melanderin suunnittelemalla lumivaa'alla (Korhonen 1922). Rinnakkaismäärityksiä tehtiin kolme.

Lumipeitteen syvyyden mittaamiseksi sijoitettiin maan lämpötilan mittauskohdalle mittakeppi.

III. Tutkimukset ja niiden tulokset

1. Pohjaveden pinnan etäisyys maan pinnasta

Pohjaveden pinnan etäisyyttä maan pinnasta ei mitattu 18. VI—30. VII. 1952 välisenä aikana. Kun tutkimusalue sijaitsi tänä aikana 2 m syvän, lähes kuivan valtaojan viereisellä saralla, ei pohjavesi voinut nousta lämpötilanmittaussyvyyksien korkeudelle.

9. IX. 1952 lähtien suoritetut mittaukset, jotka tapahtuivat samanaikaisesti lämpötilanmittausten kanssa, ilmenevät taulukosta 3. Tuloksista havaitaan, että pohjaveden pinta on säännöllisesti joka kevät noussut joksikin aikaa yläpuolelle 100 cm:n syvyyden, jossa syvyydessä on ollut alin lämpötilanmittauskohde. Sen lisäksi on pohjaveden pinta noussut 100 cm:n syvyyden yläpuolelle useampaan kertaan kesällä 1954.

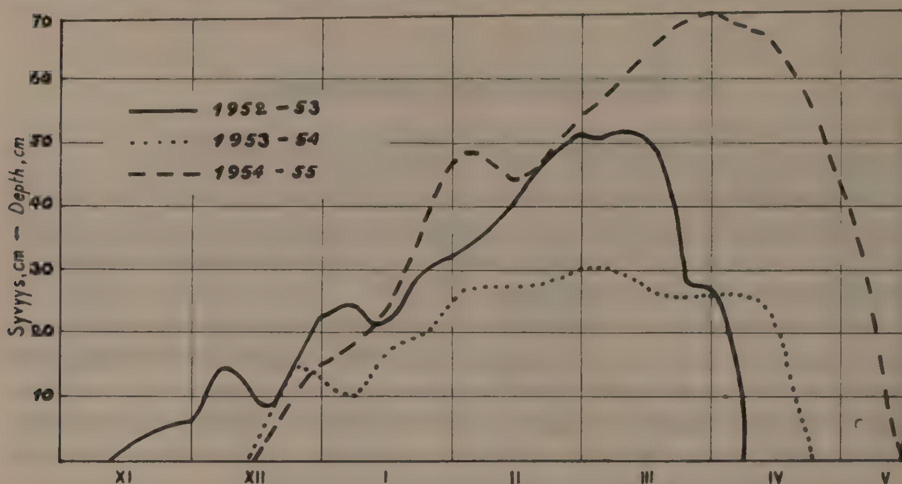
Taulukko 3. Pohjaveden pinnan etäisyys maan pinnasta.

Table 3. Distance of the groundwater surface from the soil surface.

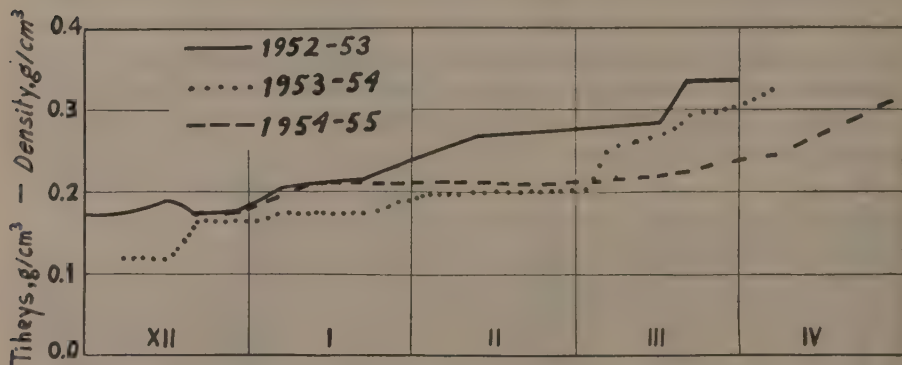
Päivä *Date*	Etäisyys, cm *Distance, cm*	Päivä *Date*	Etäisyys, cm *Distance, cm*	Päivä *Date*	Etäisyys, cm *Distance, cm*
9. IX. —52 ...	102	25. V	129	26. VI	64
22. IX	125	2. VI	149	30. VI	70
29. IX	131	5. VI	155	6. VII	82
2. X	133	7. VI	156	8. VII	91
5. X	137	2. VIII	156	15. VII	144
10. X	146	10. VIII	120	21. VII	156
16. X	148	12. VIII	119	12. VIII	95
19. X	150	18. VIII	130	18. VIII	68
23. X	156	22. VIII	131	23. VIII	109
27. X	156	28. VIII	130	26. VIII	121
20. III. —53 ..	126	1. IX	132	2. IX	156
7. IV	24	6. IX	141	27. IX	56
16. IV	38	16. IX	145	16. V. —55	25
20. IV	50	24. IX	150	23. V	120
25. IV	60	29. IX	156	7. VI	110
29. IV	64	6. V. —54	78	15. VI	135
5. V	87	14. V	115	20. VI	156
11. V	107	19. V	145	29. IX	140
17. V. —53 ...	117	22. V	156	6. X	156
21. V	128	22. VI	70	16. XI	87

2. Lumipeite

Tutkimuksen aikaisen lumipeitteen syvyys ja tiheys ilmenevät kuvista 1 ja 2. Lumipeitteen sulamispäiväksi on merkitty se, jolloin termoelementtien sijaintikohta on paljastunut. Keväällä 1953 lumipeite hävisi 7. IV, keväällä 1954 24. IV sekä keväällä 1955 15. V.



Kuva 1. Lumipeitteen syvyys talvikausina 1952—53, 1953—54 ja 1954—55.
Fig. 1. Depth of the snow-cover during the winters of 1952—53, 1953—54 and 1954—55.



Kuva 2. Lumipeitteen tiheys talvikuukausina 1952—53, 1953—54 ja 1954—55.
Fig. 2. Density of the snow during the winters of 1952—53, 1953—54 and 1954—55.

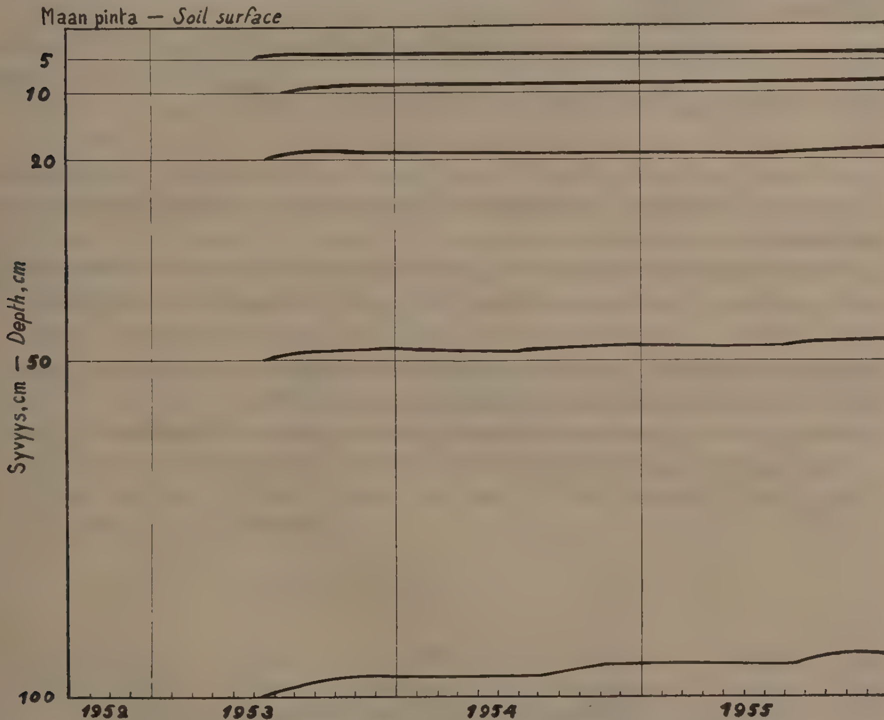
3. Termoelementtien maahan sijoitus ja sijaintisyvyydet tutkimusten aikana

Termoelementtien maahan sijoittamisessa varteen otetut näkökohdat sekä termoelementtien sijoittaminen on yksityiskohtaisesti selostettu aikaisemmin (PESSI 1956, p. 31—32).

Ensimmäisen mittauspaikan yhteydessä termoelementit sijoitettiin 5, 10, 20 ja 30 cm:n syvyyksiin ilman kerrannaisia. Sijoitussyvyyksiä ei tutkittu, kun elementit poistettiin. 30 cm:n syvyydestä saatuja mittaustuloksia ei tässä yhteydessä käsitellä, koska tämä syvyys jätettiin myöhemmissä mittauksissa pois. Sen sijaan 9. IX. 1952 aloitettujen tutkimusten yhteydessä suoritettiin mittauksia myös 50 ja 100 cm:n syvyyksistä. Näissä syvyyksissä oli vain yksi termoelementti, mutta 5, 10 ja 20 cm:n syvyyksissä kaksi.

Maan pinnalle sijoitettiin talvikausiksi yksi termoelementti. Milloin maan pinnan lämpötiloja mitattiin kesällä, sijoitettiin termoelementin kupariholkki ja siitä 5 cm:n pituisesti kaapelia maan pinnalle siten, että noin 1 mm:n vahvuinen maakerros peitti ne (vrt. Wild 1879, Leyst 1890). Kerrannaisia oli tällöin kaksi.

Tutkimusten loppuvaiheessa tutkittiin, missä syvyyksissä termoelementit sijaitsivat. Nämä syvyydet ilmenevät kuvasta 3. Termoelementtien alku- ja loppusijaintisyvyyksien perusteella on tähän kuvaan arvioimalla piirretty termoelementtien sijaintisyvyydet tutkimusten aikana. Kuvaa piirret-



Kuva 3. Termoelementtien sijaintisyvyyksien vaihtelut tutkimuksen aikana.
Fig. 3. Variation of the depth of immersion of the thermocouples during the time of the investigation.

täessä on oletettu, että termoelementit sijoitettiin tarkalleen oikeihin syvyyksiin. Lisäksi on otaksuttu, ettei maan painumista ole tapahtunut talvisaikana roudan esiintyessä, vaan yksinomaan kesäisin.

Tämän piirroksen avulla on lämpötilahavainnot oikaistu 5, 10, 20, 50 ja 100 cm:n syvyyksiä koskeviksi.

4. Maan lämpötila

a. Keskilämpötilojen laskeminen

Vuorokautisina havaintoaikoina olivat kesäkuukausina (V—IX) klo 8, 14 ja 20. Lisäksi suoritettiin havaintoja muutamina vuorokausina tunneittain ympäri vuorokauden. Talvikuukausina lämpötila mitattiin vain kerran vuorokaudessa (klo 14).

50 ja 100 cm:n syvyydessä vuorokautiset lämpötilat vaihtelut ovat siksi vähäisiä, että yksikin havaintoaika riittäisi keskilämpötilan tuntemiseksi. 20 cm:n syvyyden touko—syyskuun aikainen vuorokautinen keskilämpötila laskettiin yhtälöstä

$$t_m = \frac{1}{2}(t_8 + t_{20})$$

ja 10 cm:n syvyyden vastaava keskilämpötila yhtälöstä

$$t_m = \frac{1}{2}(t_8 + t_{20}) + 0.1$$

5 cm:n syvyyden vuorokautisen keskilämpötilan laskutapa ilmenee taulukosta 4.

Ottaen huomioon sen aineiston, jonka perusteella näihin keskilämpötilan laskutapoihin on päädytty (PESSI 1956, p. 37—39), sekä ne näkökohdat,

Taulukko 4. Yhtälöt, joita on käytetty vuorokauden keskilämpötilan laskemiseksi 5 cm:n syvyydelle V—IX.

Table 4. Equations employed in the calculation of the daily mean temperatures at the depth of 5 cm.

Kuukausi *Month*	Päivät *Days*	Yhtälö *Equation*	
V	1—14	$t_m = \frac{1}{4}(2 \times t_8 + t_{14} + t_{20})$	0.1
	15—31	$t_m = \frac{1}{2}(t_8 + t_{20})$	+0.3
VI	1—14	$t_m =$ —,,—	+0.1
	15—30	$t_m =$ —,,—	+0.0
VII	1—14	$t_m =$ —,,—	+0.1
	15—31	$t_m =$ —,,—	+0.2
VIII	1—14	$t_m = \frac{1}{4}(2 \times t_8 + t_{14} + t_{20})$	—0.1
	15—31	$t_m =$ —,,—	0.0
IX	1—14	$t_m =$ —,,—	+0.2
	15—30	$t_m =$ —,,—	+0.4

joilla on merkitystä tässä suhteessa, voitaneen 100, 50 ja 20 cm:n syvyyksien keskilämpötiloja pitää oikeina 0.1 °C:n tarkkuudella, 10 cm:n 0.1—0.2 °C:n ja 5 cm:n 0.2—0.3 °C:n tarkkuudella.

Lämpötilahavaintoja ei voitu suorittaa joka vuorokausi. Kesäkuukausina havaintovuorokaudet seurasivat muutaman vuorokauden väliajoin (taul. 5), talvikuukausina havaintoja suoritettiin noin kerran viikossa. Tämän vuoksi kuukauden keskilämpötilat on laskettu seuraavalla tavalla.

50 ja 100 cm:n syvyyksissä lämpötilan vaihtelut ovat siksi hitaita, että muutaman vuorokauden väliajoin mitattujen vuorokautisten keskilämpötilojen perusteella voidaan tarkalleen interpoloida välivuorokausien lämpötilat. Näin tehtiin, minkä jälkeen kuukauden keskilämpötilat laskettiin joka vuorokauden keskilämpötilojen perusteella. Näiden syvyyksien kuukausittaisia keskilämpötiloja voidaan pitää hyvin edustavina. Myös vuoden ääriarvot sekä ääriarvojen esiintymisajankohdat voidaan näiden syvyyksien osalta määrittää tarkalleen.

Sen sijaan 5, 10 ja 20 cm:n syvyyksissä eivät vuorokauden keskilämpötilat vaihtele yhtä säännöllisesti kuin 50 ja 100 cm:n syvyyksissä, mikä johtuu sään vuorokausivaihteluista. Keskilämpötilojen interpoloiminen havaintovuorokausien välivuorokausille ei ole tämän vuoksi mahdollista kovinkaan tarkasti. Näiden syvyyksien kuukausittaisten keskilämpötilojen laskemisessa meneteltiin seuraavasti.

Havaintovuorokausien keskilämpötilojen perusteella tasoitettiin lämpötilan kulku säännölliseksi sen mukaan, miten sen oletettiin kulkevan ilman häiritseviä vuorokautisia säänvaihteluita. Käyrät piirrettiin lisäksi siten, että silmämääräisesti arvioiden havaintovuorokausien keskilämpötilojen poikkeamat käyrästä noudattaisivat pienimmän neliösumman periaatetta. Näin saatujen käyrien avulla luettiin jokaisen vuorokauden keskilämpötila, joiden perusteella kuukauden keskilämpötilat laskettiin.

Tämä menetelmä aiheuttaa sen, ettei vuoden ääriarvoja ja niiden esiintymisajankohtaa voida tarkalleen määrittää. Käytettävissä olevan havaintoaineiston perusteella ei tähän liene kuitenkaan mahdollisuuksia muillakaan tavoin. Myöskään kuukausien keskilämpötilat eivät ole täysin edustavia, mutta tarkkuus riittänee kuitenkin hyvin käytännöllisiin tarkoituksiin.

Maan pinnan kuukausittaiset keskilämpötilat ekstrapoloitiin muiden syvyyksien lämpötilojen avulla.

b. Keskilämpötilat

Havaintovuorokausilta saadut maan keskilämpötilat ilmenevät taulukosta 5. Kuukausien keskilämpötilat esitetään taulukossa 6, johon on merkitty myös 2 m:n korkeudelta mitatut ilman lämpötilat. Nämä ilman lämpötilat on saatu noin 1 km:n päässä havaintopaikasta sijaitsevalta ilmasto-

3 2838—57/2,42

Taulukko 5. Havaintovuorokausien keskilämpö-

Table 5. Mean temperatures of the soil at various depths

Syvyys, cm *Depth, cm*	Kesäkuu 1952 *June 1952*									
	18	19	20	21	22	26	27	28	29	30
maan pinta *soil surface*										
5	13.0	14.6	14.9	13.9	12.8	13.4	13.9	14.7	15.0	16.1
10	11.9	13.5	14.1	13.2	12.6	12.9	13.4	13.9	14.5	15.3
20	9.7	10.9	11.9	11.2	11.2	11.1	11.4	11.8	12.3	12.8
50										
100										

Syvyys, cm *Depth, cm*	Heinäkuu 1952 *July 1952*						Syyskuu 1952 *September 1952*			
	13	14	15	21	23	30	9	10	15	22
maan pinta *soil surface*										
5	15.0	13.1	14.4	14.2	13.0	12.3	7.4	7.6	5.1	2.8
10	15.1	13.3	13.9	13.6	13.3	12.1	7.6	6.8	5.0	3.5
20	12.4	12.2	11.9	11.8	11.7	11.3	7.9	7.6	6.5	5.4
50	—	—	—	—	—	—	8.2	8.1	7.4	6.4
100	—	—	—	—	—	—	7.2	7.0	6.6	6.3

Syvyys, cm *Depth, cm*	Marraskuu 1952 *November 1952*						Joulukuu 1952 *December 1952*			
	3	7	11	19	25	28	1	4	8	15
maan pinta *soil surface*	—	—	0.0	—0.9	—1.1	—3.4	—3.0	—5.0	—5.2	—1.4
5	—3.5	—2.3	—0.2	—0.8	—1.6	—3.1	—2.0	—2.7	—3.5	—1.1
10	—2.4	—1.6	—0.3	—0.7	—1.0	—2.0	—1.3	—1.8	—2.4	—0.9
20	0.2	—0.2	—0.1	—0.1	—0.1	—0.4	—0.4	—0.6	—0.7	—0.4
50	2.8	2.2	1.9	1.6	1.5	1.4	1.3	1.3	1.3	1.1
100	4.6	4.1	3.9	3.5	3.3	3.0	3.0	3.0	3.0	2.8

Syvyys, cm *Depth, cm*	Maaliskuu 1953 *March 1953*				Huhtikuu 1953 *April 1953*				
	6	13	20	31	7	16	20	25	29
maan pinta *soil surface*	0.1	—0.7	0.0	—1.3	—	—	—	—	—
5	—0.2	—0.6	0.0	—0.5	0.1	1.4	0.0	1.9	4.7
10	—0.3	—0.5	—0.1	—0.1	0.0	—0.1	0.2	0.1	0.4
20	—0.2	—0.2	—0.1	—0.1	—0.1	—0.1	0.0	0.1	0.7
50	0.4	0.3	0.2	0.2	0.3	0.3	0.4	0.4	0.3
100	1.6	1.6	1.5	1.4	1.4	1.3	1.4	1.4	1.3

tilat vuosilta 1952—1955 eri syvyyksissä.

on the days of observation in the years 1952—1955

Heinäkuu 1952 *July 1952*											
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
14.4	14.2	13.8	13.3	12.3	12.6	13.9	14.3	14.0	14.5	14.3	14.8
14.0	14.2	13.6	13.2	13.2	13.3	13.8	14.1	14.5	14.5	15.0	15.2
12.5	12.2	12.0	12.1	11.8	11.8	12.0	12.0	12.3	12.3	12.5	12.3

		Lokakuu 1952 *October 1952*										
23	29	2	3	5	7	10	14	16	19	23	27	31
4.2	6.1	0.7	0.1	0.3	0.1	0.2	3.1	0.5	—0.7	—0.3	—4.0	—3.7
4.5	6.7	2.5	1.9	1.8	1.6	1.2	2.6	1.7	0.7	0.4	—0.5	—1.4
5.3	6.2	4.5	4.1	3.5	3.3	2.8	3.2	2.9	2.4	1.9	1.3	1.0
6.5	6.2	6.2	5.8	5.5	5.4	4.9	4.3	4.4	4.2	2.9	3.1	3.0
6.4	6.4	6.3	6.2	6.2	6.3	6.0	5.6	5.6	5.4	5.0	4.8	4.7

		Tammikuu 1953 *January 1953*				Helmikuu 1953 *February 1953*			
20	28	5	13	21	27	2	9	15	19
—3.8	—0.4	—2.2	—0.8	—0.9	—4.1	—4.2	—5.0	—4.9	—4.6
—2.0	—0.5	—1.5	—0.8	—0.9	—2.8	—3.1	—3.6	—3.7	—3.5
—1.4	—0.5	—1.1	—0.7	—0.8	—2.1	—2.4	—2.9	—2.9	—2.8
—0.5	—0.3	—0.4	—0.4	—0.4	—0.8	—1.2	—1.6	—1.7	—1.7
1.0	0.8	0.7	0.7	0.7	0.6	0.6	0.5	0.5	0.4
2.6	2.3	2.2	2.1	2.1	1.9	1.9	1.8	1.7	1.7

Toukokuu 1953 *May 1953*					Kesäkuu 1953 *June 1953*						
5	11	17	21	25	2	5	9	13	19	23	27
5.0	3.8	9.6	10.8	3.4	12.4	12.9	13.6	17.6	18.7	18.7	15.8
2.5	2.2	5.9	6.2	2.9	7.0	9.1	9.6	12.8	14.8	15.7	14.2
0.0	0.1	0.6	0.7	0.8	3.1	3.7	4.1	5.7	9.2	11.7	12.0
0.3	0.3	0.3	0.4	0.3	0.4	0.4	0.4	0.8	3.1	5.3	6.8
1.2	1.3	1.3	1.3	1.3	1.3	1.3	1.4	1.8	2.5	2.8	3.3

Taulukko 5. (jatk.)
Table 5. (continued)

Syvyys, cm *Depth, cm*	Heinäkuu 1953 *July 1953*							Elokuu 1953 *August 1953*		
	1	4	11	15	22	23	28	5	10	12
maan pinta *soil surface*										
5	15.6	14.5	15.3	16.0	16.1	16.0	16.8	16.3	13.3	16.8
10	13.9	13.5	14.0	14.3	14.2	14.2	15.5	15.2	12.3	15.6
20	12.0	12.1	12.2	12.4	12.4	12.4	12.7	12.0	12.2	13.9
50	7.5	8.1	9.3	9.7	9.9	10.0	10.3	10.6	10.9	10.9
100	3.8	4.3	5.8	6.5	7.0	7.1	7.6	8.1	8.1	8.2

Syvyys, cm *Depth, cm*	Lokakuu 1953 *Oktober 1953*				Marraskuu 1953 *November 1953*						
	3	11	28	30	4	11	19	25	28	1	4
maan pinta *soil surface*											
5	6.3	4.4	5.2	1.5	—0.1	0.6	0.2	—1.1	0.6	0.2	0.2
10	6.9	3.3	3.9	3.9	0.7	0.6	0.2	—1.1	0.7	0.2	0.2
20	7.4	4.3	5.0	5.0	2.5	1.8	1.1	0.1	0.4	0.0	0.1
50	7.3	6.7	5.2	5.1	4.7	4.0	3.2	2.6	2.7	2.3	2.2
100	7.1	7.0	5.4	5.2	5.4	5.1	4.5	4.1	. 1	3.6	3.5

Syvyys, cm *Depth, cm*	Maaliskuu 1954 *March 1954*			Huhtikuu 1954 *April 1954*			Toukokuu 1954 *May 1954*				
	4	20	30	6	17	28	6	14	19	22	27
maan pinta *soil surface*	—1.9	—0.7	—0.8	0.0	0.8	—	—	—	—	—	—
5	—1.2	—0.8	—0.4	—0.2	—0.1	3.0	3.2	7.5	8.7	7.9	12.2
10	—0.8	—0.6	0.3	—0.1	—0.2	0.1	0.1	2.2	4.4	5.0	7.9
20	—0.8	—0.5	0.5	—0.3	—0.2	—0.1	—0.1	0.2	0.1	0.2	0.7
50	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6	0.5	0.2	0.4	0.4	0.3	0.1
100	1.8	1.7	1.6	1.5	1.4	1.4	0.8	0.8	0.8	0.8	0.9

Syvyys, cm *Depth, cm*	Elokuu 1954 *August 1954*					Syyskuu 1954 *September 1954*		Marraskuu 1954 *November 1954*		Joulukuu 1954 *December 1954*	
	6	12	18	23	26	2	27	1	15	4	31
maan pinta *soil surface*	—	—	—	—	—		—	3.9	1.1	1.2	—1.6
5	13.7	15.2	15.4	14.4	13.5	9.9	9.6	3.8	0.0	0.3	—1.3
10	13.6	14.0	14.0	13.3	13.0	10.7	8.9	3.2	0.6	—0.1	—0.8
20	14.0	14.0	13.0	12.2	11.1	10.8	8.7	2.8	1.6	0.1	—0.2
50	11.8	12.6	12.0	11.3	10.6	10.7	8.8	3.9	3.5	3.2	1.6
100	9.1	10.3	9.4	8.8	8.4	8.4	8.2	5.1	5.0	3.4	3.4

Syvyys, cm *Depth, cm*	Kesäkuu 1955 *June 1955*			Heinäkuu 1955 *July 1955*						Elokuu 1955 *August 1955*	
	20	24	28	2	8	13	20	26	29	8	15
maan pinta *soil surface*											
5	7.6	12.0	10.2	14.5	14.7	18.9	14.0	16.2	16.9	18.3	15.5
10	5.4	10.6	8.9	12.6	15.4	18.2	13.0	15.6	16.7	16.0	15.3
20	2.3	8.8	7.8	11.0	12.0	14.5	11.8	13.4	14.8	14.0	14.3
50	1.1	2.8	4.6	6.5	7.3	9.0	9.6	9.7	10.3	10.8	10.8
100	1.7	1.8	2.1	2.4	3.6	4.9	5.7	6.8	7.2	7.9	7.9

			Syyskuu 1953 *September 1953*						
18	22	28	1	6	11	12	16	24	29
16.6	13.6	12.4	11.6	6.7	8.1	8.1	9.2	2.3	9.0
15.4	13.0	12.6	11.7	8.3	8.3	8.2	8.5	3.7	4.1
13.8	13.0	12.6	11.8	9.8	8.9	8.9	8.6	6.1	6.3
11.1	11.3	11.3	11.4	10.4	9.5	9.5	9.3	7.8	7.5
8.5	8.5	8.6	8.8	8.5	8.6	8.6	8.5	7.6	7.3

Joulukuu 1953 *December 1953*				Tammikuu 1954 *January 1954*				Helmikuu 1954 *February 1954*			
8	16	20	28	7	13	21	27	3	10	15	18
—1.7	—1.1	—1.0	—0.3	—6.8	—1.8	—2.0	—2.1	—1.5	—5.4	—6.0	—6.4
0.2	—0.4	—0.3	—0.1	—1.2	—0.9	—0.9	—1.0	—1.3	—1.7	—4.4	—5.0
0.2	—0.3	—0.3	—0.1	—0.4	—0.5	—0.5	—0.6	—0.7	—1.1	—2.7	—3.1
0.2	0.1	0.1	0.0	—0.1	—0.2	—0.2	—0.2	—0.2	—0.5	—0.7	—1.1
2.2	1.6	1.5	1.4	1.2	1.1	1.1	1.0	0.9	0.8	0.7	0.7
3.5	3.1	3.0	2.8	2.6	2.5	2.3	2.2	2.2	2.1	2.0	1.9

Kesäkuu 1954 *June 1954*							Heinäkuu 1954 *July 1954*				
7	11	15	18	22	26	30	6	8	15	21	28
7.5	14.0	13.3	13.9	14.4	14.5	14.0	16.3	19.5	19.3	15.0	15.1
4.8	9.4	9.8	11.2	13.7	13.8	12.8	15.3	16.8	17.6	14.8	14.4
1.5	4.1	5.2	5.2	8.8	10.0	10.7	12.7	13.8	15.8	14.0	14.0
0.1	0.1	0.1	0.1	3.2	5.8	7.2	8.8	9.6	11.4	11.0	11.7
0.7	0.8	0.8	0.8	3.2	3.3	3.9	5.5	5.8	6.8	7.3	8.0

Tmk. 1956 *Jan. 1955*	Helmikuu 1955 *February 1955*		Maaliskuu 1955 *March 1955*		Toukokuu 1955 *May 1955*				Kesäkuu 1955 *June 1955*			
15	3	15	3	29	3	16	23	31	1	7	11	15
—1.5	—1.2	—0.6	—0.8	—0.7	0.3	—	—	—	—	—	—	—
—1.3	—1.1	—0.4	—0.7	—0.7	0.4	1.9	4.8	15.2	4.6	5.3	3.5	10.0
—0.9	—0.9	—0.2	—0.4	—0.5	0.2	0.2	0.6	4.3	3.5	4.6	4.4	7.7
—0.4	—0.5	0.0	—0.2	—0.2	0.1	0.2	0.2	0.0	1.1	1.1	1.2	2.4
1.1	0.9	0.8	0.8	0.7	0.8	0.7	0.8	0.7	0.4	0.5	0.6	0.6
2.5	2.0	2.0	1.9	1.9	1.5	1.3	1.5	1.4	1.4	1.4	1.4	1.4

		Syyskuu 1955 *September 1955*					Lokakuu 1955 *October 1955*		Marraskuu 1955 *November 1955*		
22	26	1	8	15	22	29	6	19	8	16	30
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—0.2	—2.8
17.0	15.8	13.6	12.8	10.4	9.8	7.0	1.1	0.3	—0.3	0.5	—2.8
16.3	15.4	12.3	10.3	10.1	10.0	7.1	2.6	0.6	—0.3	0.5	—2.2
15.0	13.9	12.4	10.8	10.1	10.0	8.2	5.2	2.4	—0.1	1.3	—0.4
11.4	11.4	10.8	10.5	10.1	10.0	9.3	7.5	5.0	3.0	3.0	2.0
8.3	8.5	8.9	8.7	8.6	8.6	8.6	7.7	5.9	4.6	4.6	3.4

Taulukko 6. Kuukauden keskilämpötiloja vuosilta

Table 6. Monthly mean temperatures of the year

Kuukausi *Month*	1952 Ilma, 2 m *Air, 2 m*	Maan pinta *Soil surface*	5 cm	10 cm	20 cm	50 cm	100 cm	Ilma, 2 m *Air, 2 m*	Maan pinta *Soil surface*	5 cm
I								—10.2	—3.5	—2.0
II								—15.3	—3.6	—3.0
III								— 4.3	—1.7	—1.1
IV								2.5	—0.8	—0.3
V								6.0	4.5	4.1
VI								17.2	17.0	14.5
VII	15.2	(14.1)	(13.8)	(13.6)	(12.4)			14.2	19.2	17.4
VIII	12.3	(9.8)	(9.8)	(9.9)	(10.6)			13.9	13.6	13.3
IX	7.2	(4.0)	(4.6)	(5.3)	(7.3)	(7.5)	(7.1)	6.4	6.5	7.0
X	0.7	—2.0	0.0	1.0	2.7	4.2	5.6	3.4	0.7	2.0
XI	—4.3	—4.5	—3.2	—1.8	—0.1	1.9	3.8	—1.3	—1.6	—0.3
XII	—8.5	—5.2	—3.9	—2.4	—0.5	1.0	2.5	—2.2	—2.1	—1.1
Vuosi *Year*								2.5	4.0	4.2

Kuukausi *Month*	1955 Ilma, 2 m *Air, 2 m*	Maan pinta *Soil surface*	5 cm	10 cm	20 cm	50 cm	100 cm
I	—10.7	—1.2	—0.9	—0.7	—0.2	1.1	2.4
II	—15.1	—1.3	—1.0	—0.7	—0.4	0.9	2.1
III	—10.9	—1.7	—1.4	—0.7	—0.6	0.8	1.8
IV	—4.2	—1.1	—1.0	—0.4	—0.6	0.7	1.5
V	4.5	4.0	2.1	0.4	—0.2	0.6	1.4
VI	11.0	10.0	8.1	5.9	3.8	2.2	1.7
VII	15.7	18.5	16.7	14.8	12.6	8.5	4.8
VIII	15.4	17.5	16.6	15.8	14.2	10.6	7.9
IX	10.3	4.5	7.4	9.2	10.3	9.9	8.6
X		(0.0)	(1.1)	(2.4)	(4.0)	(6.1)	(6.8)
XI							
XII							
Vuosi *Year*							

asemalta. Taulukossa 6 sulkeissa olevia lukuja ei ole käytetty laskettaessa kolmen vuoden ajanjakson keskilämpötiloja. Eri vuosien keskilämpötiloja verrattaessa on syytä muistaa, että vuosina 1954 ja 1955 maanpinta oli paljas, mutta vuosina 1952 (VI—VII) ja 1953 kasvoi mittauspaikalla kaura. Vuonna 1953 vilja oli kuitenkin harva ja lyhytkin, ja se varjosti maata pääasiallisesti vain kahden kuukauden ajan (VII—VIII). Tämän vuoden tulokset rinnastetaan sen vuoksi vuosien 1954 ja 1955 tuloksiin sekä käytetään näiden vuosien tulosten kanssa laskutoimituksiin.

Kuvissa 4 ja 5 esitetään kuukauden keskilämpötilaprofiilit maan pinnasta 100 cm:n syvyyteen kolmen vuoden keskiarvoina. Lisäksi on tum-

1952—1955 sekä kolmen vuoden keskiarvot.
1952—1955 and mean values of three years.

1953				1954						
10 cm	20 cm	50 cm	100 cm	Ilma, 2 m *Air, 2 m*	Maan pinta *Soil surface*	5 cm	10 cm	20 cm	50 cm	100 cm
—1.3	—0.5	0.6	2.1	— 9.8	—1.6	—1.1	—0.6	—0.2	1.0	2.6
—2.2	—1.0	0.5	1.8	—17.8	—5.5	—3.5	—1.7	—0.7	0.8	2.1
—0.6	—0.2	0.4	1.6	— 3.0	—2.0	—1.6	—1.2	—0.7	0.6	1.6
0.0	—0.1	0.3	1.4	— 0.2	0.8	0.2	—0.4	—0.3	0.4	1.2
3.4	0.9	0.3	1.3	9.8	4.6	3.2	2.0	0.0	0.3	1.0
11.6	7.7	3.2	2.3	11.9	16.3	13.0	10.0	5.4	2.2	1.8
15.1	12.5	9.2	6.1	17.5	18.3	17.3	15.9	14.9	10.2	6.4
13.0	12.5	11.0	8.3	13.7	14.8	14.5	14.1	13.3	11.5	9.3
7.5	8.9	9.3	8.3	8.7	8.5	8.6	8.7	8.8	9.1	8.9
3.0	4.5	6.1	6.3	1.4	2.0	3.2	3.8	4.7	6.0	6.7
0.6	1.6	3.5	4.7	—3.3	—1.1	—0.3	0.6	1.7	3.5	4.7
—0.2	0.1	1.8	3.3	—1.6	—1.6	—1.1	—0.7	0.1	2.0	3.4
4.2	3.9	3.9	4.0	2.3	4.5	4.4	4.2	3.9	4.0	4.1

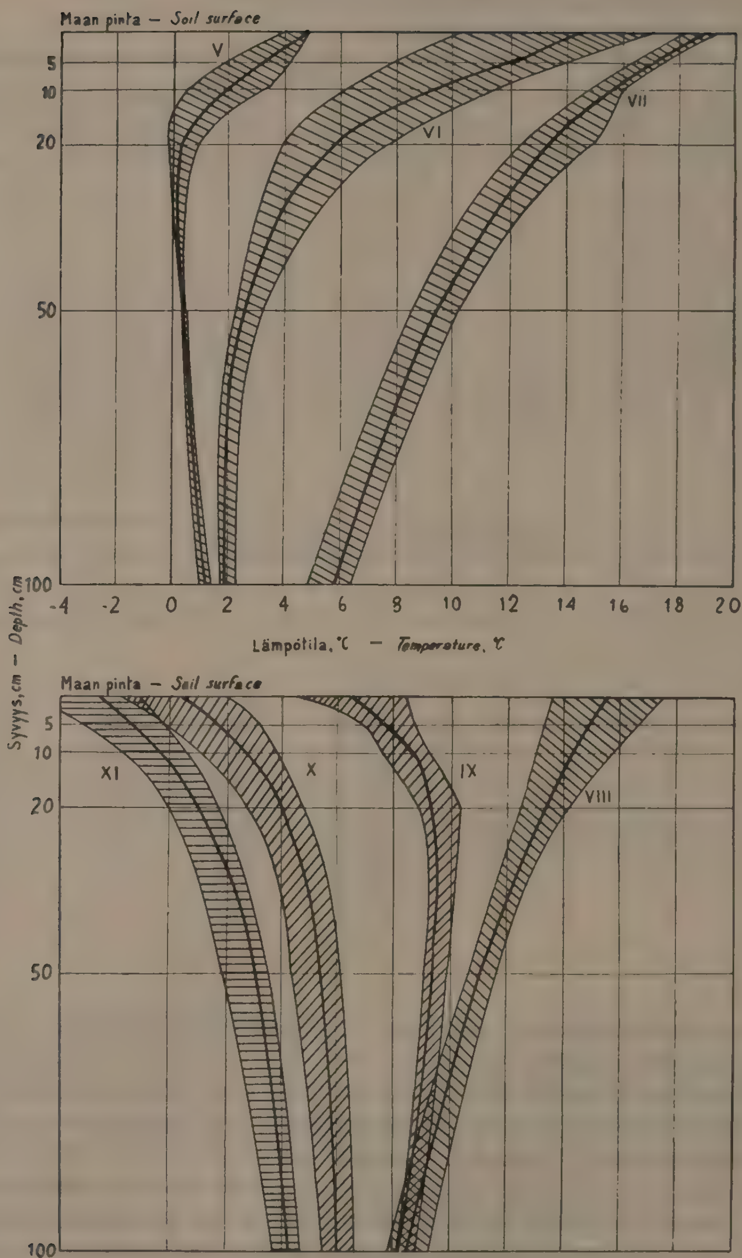
3 vuoden keskiarvo — *Mean values of three years*						
Ilma, 2 m *Air, 2 m*	Maan pinta *Soil surface*	5 cm	10 cm	20 cm	50 cm	100 cm
—10.2	—2.1	—1.3	—0.9	—0.3	0.9	2.4
—16.1	—3.5	—2.5	—1.5	—0.7	0.7	2.0
—6.1	—1.8	—1.4	—0.8	—0.6	0.6	1.7
—0.6	—0.4	—0.4	—0.3	—0.4	0.5	1.4
6.8	4.4	3.1	1.9	0.3	0.4	1.2
13.4	14.4	11.9	9.2	5.6	2.5	1.9
15.8	18.7	17.1	15.3	13.3	9.3	5.8
14.3	15.3	14.8	14.3	13.3	11.0	8.5
8.5	6.5	7.7	8.5	9.3	9.4	8.6
1.8	0.2	1.7	2.9	4.0	5.4	6.2
—3.0	—2.4	—1.3	—0.2	1.1	3.0	4.4
—4.1	—3.0	—2.0	—1.1	—0.1	1.6	3.1
1.7	3.9	4.0	3.9	3.7	3.8	3.9

mennettu keskilämpötilan vaihtelun laajuutta kuvaava alue. Kuvista voidaan havaita seuraavat seikat.

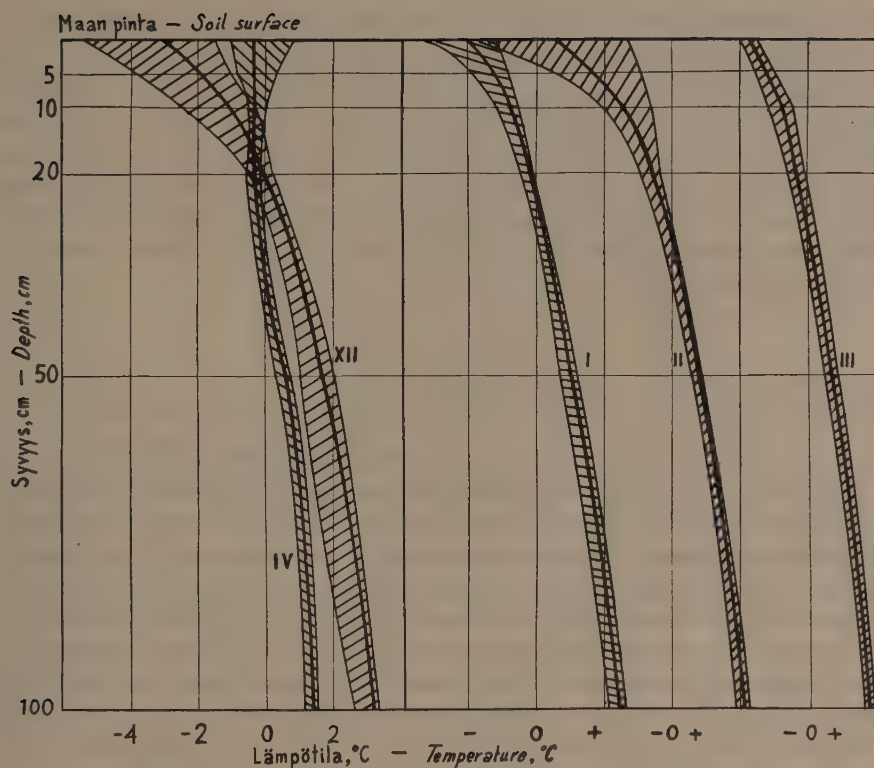
1. Kuukausien keskilämpötilat eivät ylitä maan pinnassakaan 20 °C:ta.

2. Eri kuukausien keskilämpötilat poikkeavat toisistaan talvisin (XII—V) 20 cm:n syvyyden alapuolella erittäin vähän.

3. Näinä samoina kuukausina joulukuuta lukuun ottamatta myös eri vuosien keskilämpötilat poikkeavat toisistaan hyvin vähän. Homénin (1896, s. 180) hiekkamaassa suorittamissa mittauksissakin vaihtelun laajuus oli 6 vuoden aikana 50 ja 100 cm:n syvyyksissä alle 1 °C tammi—huhtikuussa.



Kuva 4. Kuukauden keskilämpötilaprofiileja kolmen vuoden keskiarvoina.
Fig. 4. Profiles of the monthly mean temperatures. Mean values from three years.



Kuva 5. Kuukauden keskilämpötilaprofiileja kolmen vuoden keskiarvoina.
Fig. 5. Profiles of the monthly mean temperatures. Mean values from three years.

4. Kesäkuukausina vastaavat poikkeamat ovat suurempia; näin on erityisesti kesäkuussa, jolloin muokkauskerroksessa esiintyvät poikkeamat ovat samaa suuruusluokkaa, kuin ne saattavat olla ilmassakin (vrt. taul. 6).

Taulukossa 6 sekä kuvissa 4 ja 5 esitetyt kuukausien keskilämpötilat ovat vain kolmelta täydeltä vuodelta, mutta ne antanevat lämpöoloista eräässä mielessä erittäin arvokasta selvitystä. Nämä kolme vuotta sisältävät nimittäin sääoloiltaan erilaisia tapauksia. Vuosi 1953 oli sikäli erikoinen, että kevät tuli aikaisemmin kuin koskaan sen 20 v:n aikana, jolloin alueella on maanviljelystä harjoitettu. Vuonna 1955 kevät tuli taas myöhemmin kuin koskaan. Kesät 1953 ja 1954 olivat runsaassateisia, mutta kesä 1955 niukkasateinen. Myös syksyn sääolot ja talven tulo ovat vaihdelleet huomattavasti eri vuosina, lumipeite samoin (kuva 1).

Verrattaessa taulukon 6 vuotuisia keskilämpötiloja havaitaan, että maan vuotuiset keskilämpötilat ovat kaikissa syvyyksissä noin 2 °C korkeampia

kuin 2 m:n korkeudelta mitattu ilman keskilämpötila. Tämä kahden lämpötila-asteen ero on luettava lumipeitteen vaikutukseksi.

Taulukosta 6 havaitaan, että vuoden keskilämpötilat ovat kaikissa syvyyksissä keskimäärin 0.3 °C:n tarkkuudella samat. Samoin on ollut useissa muissakin tutkimuksissa (Keränen 1920, Gloune 1950, Coutts 1955, s. 74). Couttsin ja Keräsen mittaukset on suoritettu hiekkamaalla ja Glounen turvemaalla. Tämä seikka antaa tukea sille, että keskiarvojen laskemisessa noudatettu menetelmä antaa lämpöoloista käytäntöä ajatellen riittävän tarkan kuvan.

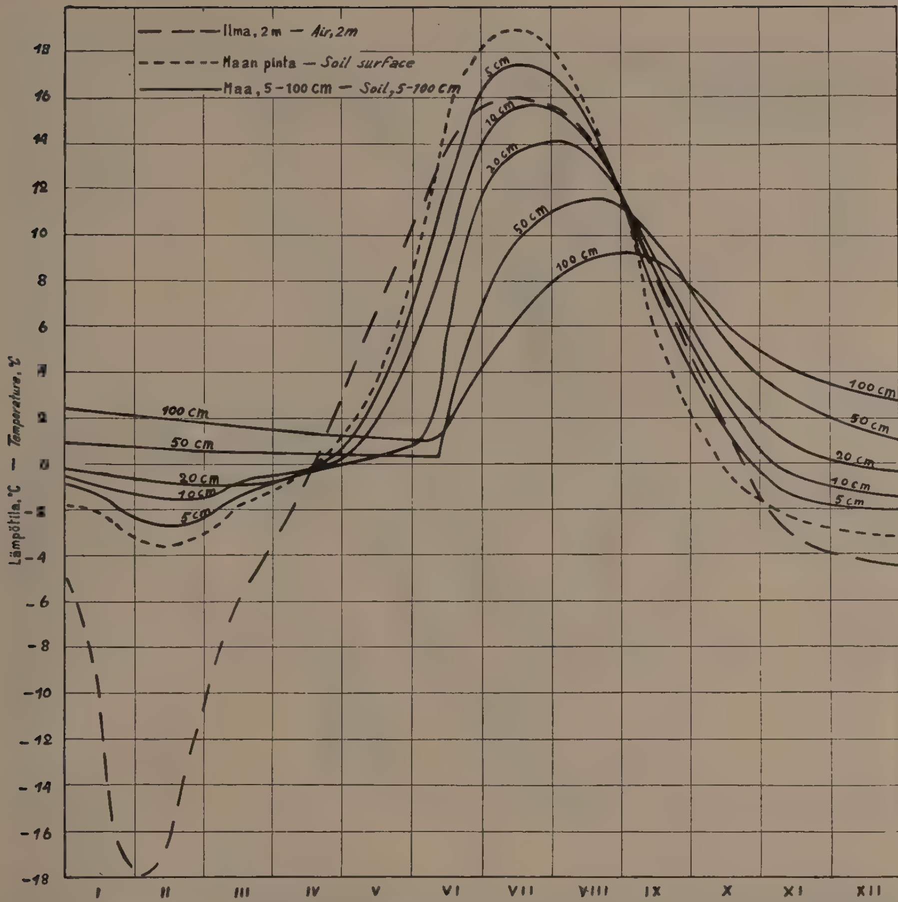
c. Lämpötilan vuotuinen kulku

Maan lämpötilan vuotuista kulkua valaistaan kuvilla 6—9.

Kuvasta 6 ilmenee selvimmin lumipeitteen vaikutus maan lämpöoloihin. Kun kesällä maan pinnan maksimilämpötila on noin 3 °C ilman maksimilämpötilaa korkeampi, on talvella sen sijaan toinen ääriarvo, minimilämpötila, ilman lämpötilaa noin 14 °C korkeampi, vaikka järjestyksen pitäisi lumipeitteen puuttuessa olla päinvastainen. Jos oletetaan, että lumipeitteen puuttuessa minimilämpötilojen erot muodostuisivat maksimilämpötilojen eroja vastaaviksi ääriarvojen järjestyksen vain ollessa päinvastainen, olisi lumen peitossa olevan maan pinnan vuotuinen minimilämpötila noin 17 °C korkeampi kuin lumipeitteen puuttuessa esiintyvä minimilämpötila.

Roudan vaikutus ilmenee kuvasta 6 muunmuassa siten, etteivät lämpötilakäyrät kulje keväällä yhtä säännönmukaisesti kuin rinnastettavana ajan. kohtana syksyllä. Tämä aiheutuu siitä, että maan lämpötila ei tietyssä syvyydessä pääse nousemaan ennenkuin routa on sulanut tähän syvyyteen saakka. 50 ja 100 cm:n syvyyksissä lämpötila pääsee kohoamaan vasta sitten, kun koko routakerros on sulanut. Samanaikaisesti kun roudan sulaminen sitoo kaiken lämmön vielä syvemmissä kerroksissa sulamisen edistyttyä esim. 20 cm:n syvyyteen, pääsee lämpötila pintakerroksissa kohoamaan. Tästä on samalla seurauksena, että kun lämpötilan nousu roudan sulamisen jälkeen pääsee alkuun syvemmissäkin maakerroksissa, on lämpötilagradientti ehtinyt muodostua huomattavan suureksi (taul. 7), minkä johdosta lämpötilan nousu tapahtuu nopeasti. Tämä havaitaan selvästi 20, 50 ja 100 cm:n syvyyksissä kesäkuun puolivälissä tapahtuvasta lämpötilan noususta. Syksyllä lämpövirran suunnan ollessa päinvastainen ei mainituissa syvyyksissä ole havaittavissa näin nopeita lämpötilan muutoksia.

Kuvasta 6 ilmenee, että kesällä aina syyskuun alkuun saakka lämpövirran suunta on 0—20 cm:n kerroksessa maan pinnasta alaspäin. 20—50 cm:n kerroksessa inversio tapahtuu keskimäärin 4. IX ja 50—100 cm:n kerroksessa



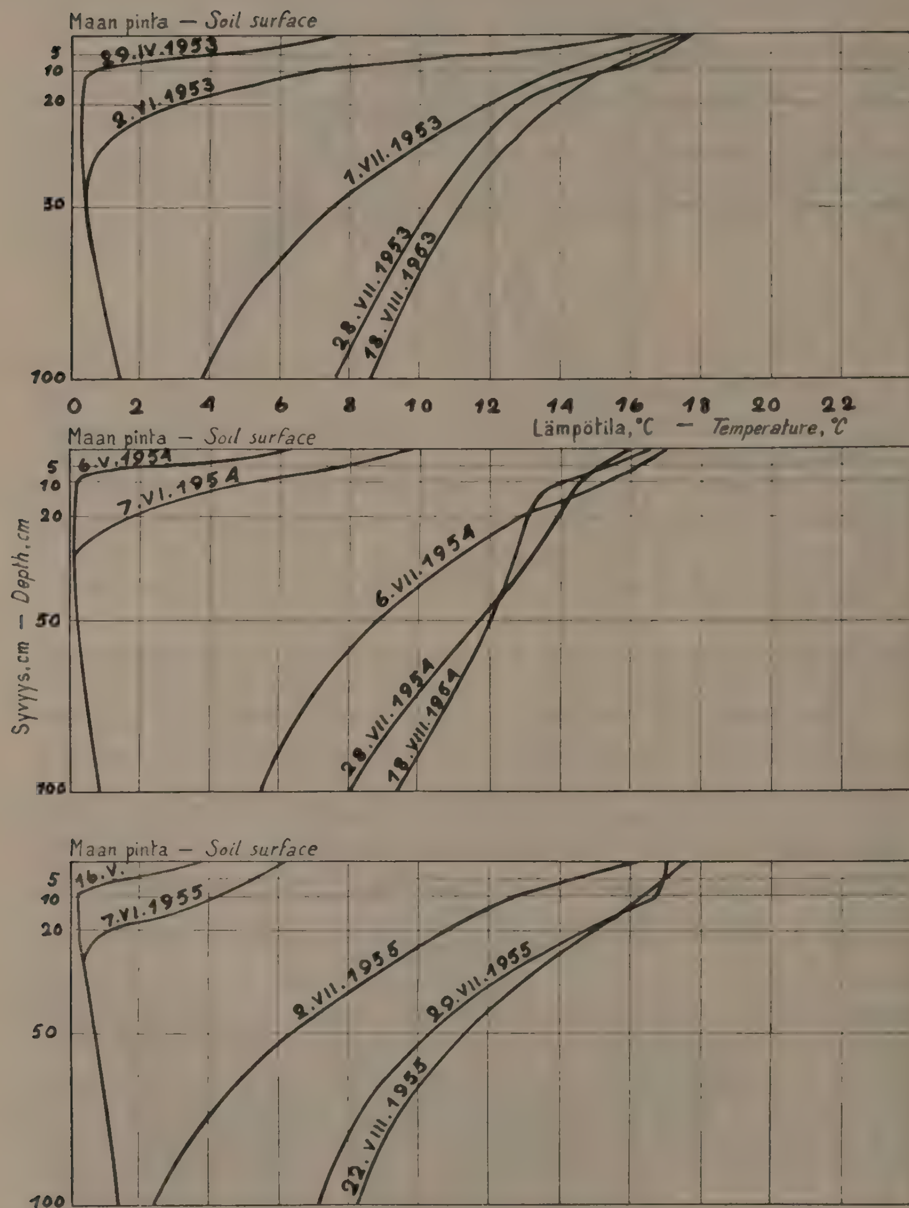
Kuva 6. Ilman ja maan lämpötila Pelsonsuolla kolmen vuoden (1. X. 1952—30. IX. 1955) keskiarvoina.

Fig. 6. Temperature of the air and soil at Pelsonsuo. Mean values from three years (1. X. 1952—30. IX. 1955).

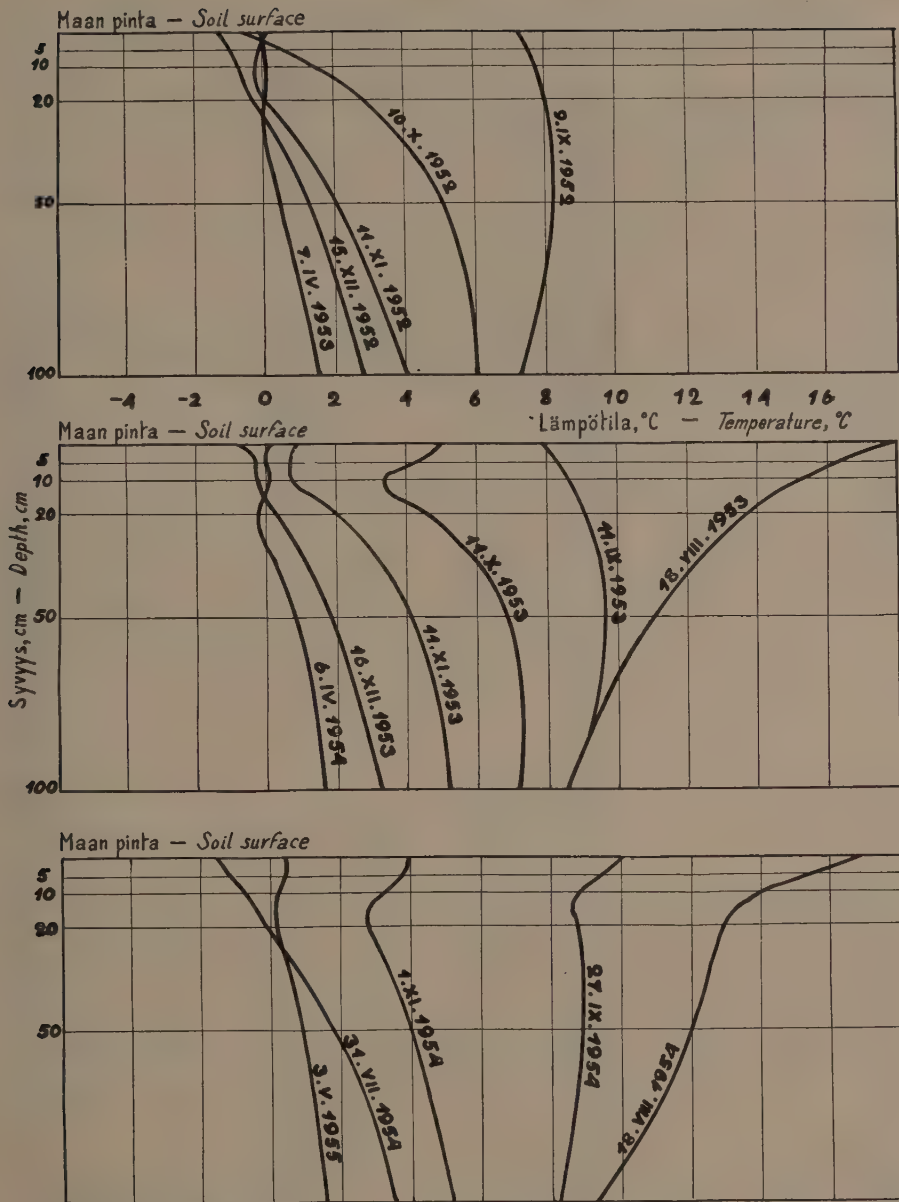
Taulukko 7. Lämpötilagradientti °C/cm eri maakerroksissa touko—joulukuun 1. päivinä kolmen vuoden keskiarvoina.

Table 7. Temperature gradient, °C/cm, in various soil layers on the first day of May—December, given as the mean values of three years.

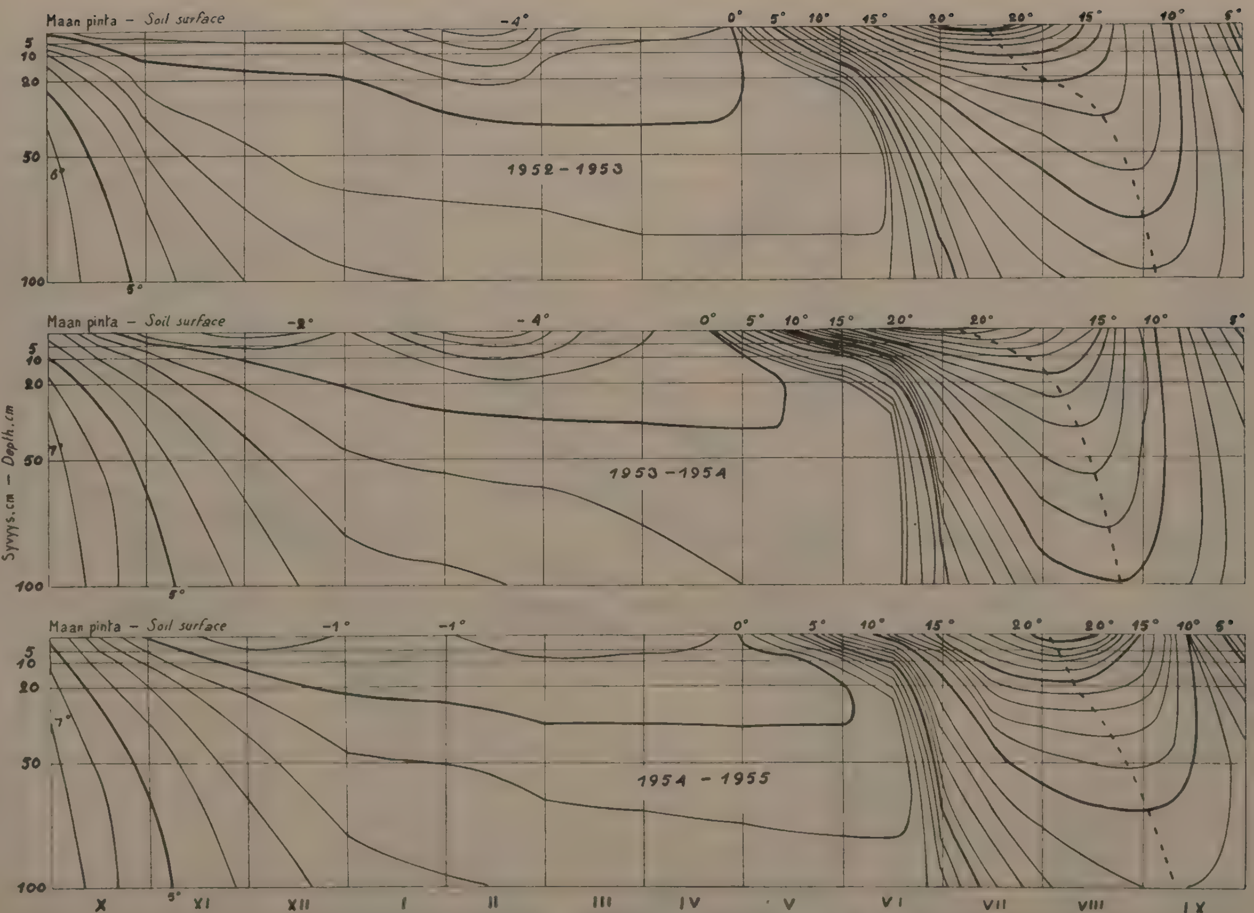
Maakerros, cm *Soil layer, cm*	Lämpötilagradientti — *Temperature gradient*							
	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
0—5	0.10	0.26	0.36	0.22	0.00	—0.40	—0.22	—0.20
5—10	0.08	0.40	0.48	0.28	0.00	—0.20	—0.20	—0.16
10—20	0.04	0.42	0.21	0.15	0.00	—0.05	—0.13	—0.12
20—50	0.05	0.01	0.17	0.10	0.00	—0.05	—0.07	—0.04
50—100	0.02	0.01	0.06	0.06	0.00	0.00	—0.02	—0.03



Kuva 7. Maan lämpötilan pystysuora jakaantuminen Pelsonsuolla kesäkauden muutamina ajankohtina.
Fig. 7. Vertical temperature distribution in the soil at Pelsonsuo on certain days in the spring and summer.



Kuva 8. Maan lämpötilan pystysuora jakaantuminen Pelsonsuolla talvikauden muutamina ajankohtina.
Fig. 8. Vertical temperature distribution in the soil at Pelsonsuo on certain days in the autumn and winter.



Kuva 9. Maan lämpötilan kulku Pelsonsuolla 1. X. 1952—30. IX. 1953.

Fig. 9. Variation of the temperature in the soil at Pelsonsuo 1. X. 1952—30. IX. 1955.

1. X. Lisäksi kuvasta 6 ilmenee, että ilman lämpötila saavuttaa elo—syyskuun vaihteessa saman lämpötilan, mikä vallitsee maassakin 0—20 cm:n kerroksessa.

Kuvissa 7 ja 8 esitetään maan lämpötilaprofiileja muutamina ajankohtina. Profiileja vertailemalla voidaan havaita, kuinka maan huomattavin lämpeneminen on kaikkina kolmena vuotena tapahtunut kesäkuussa ja heinäkuun alkupuolella. Jäähtyminen on tapahtunut vastaavasti syys—lokakuussa.

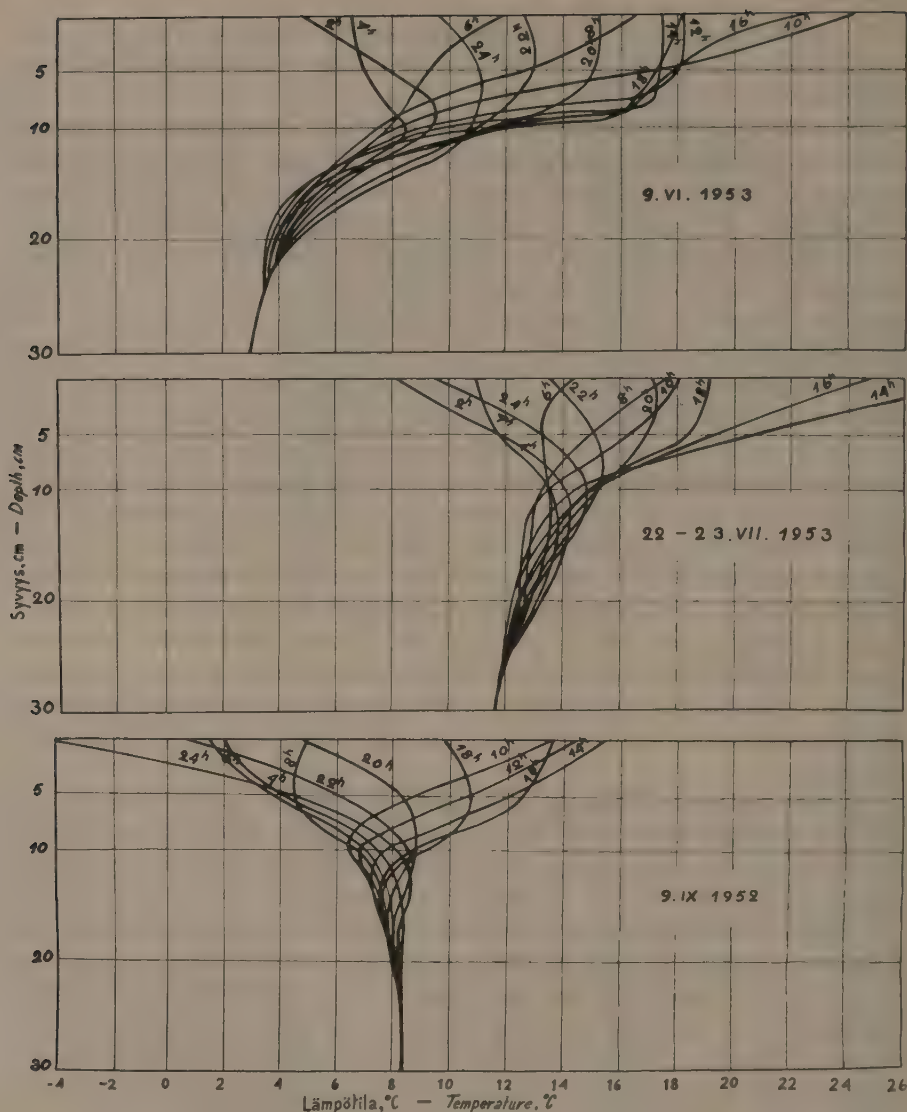
Kuvassa 9 esitetään vielä isotermien kulku maassa eri vuosina. Kuvasta ilmenee mm., että kesällä 1954 maa on lämminnyt syvemmälle kuin muina vuosina. Niinpä 10 °C:n isotermi ulottuu tällöin 100 cm:n syvyyteen, kun muina vuosina sinne on ulottunut vain 9 °C:n isotermi. Tämä ilmiö selittynee osaksi kesäkausien sadeolojen vaihtelusta. Homén (1896, s. 126) ja Juusela (1945, s. 171) ovat nimittäin todenneet, että runsassateisina kesinä maan lämpötila on korkeampi kuin niukkasateisina. Taulukosta 1 ilmenee, että kesä 1955 on ollut vähäsateisempi kuin kesä 1954. Sen sijaan kesän 1953 ja 1954 sademäärät eivät eroa toisistaan paljoakaan, joten sateisuus ei selitä maan lämpötiloissa ilmeneviä eroavaisuuksia näinä vuosina. Pääsyynä onkin todennäköisesti se, että vuonna 1954 on maan pinta-kerrosten lämpötila ollut touko—kesäkuussa huomattavasti korkeampi kuin muina vuosina, mikä seikka ilmenee kuvan isotermeistä. Tämä alkukesällä tapahtunut maan pintakerrosten voimakas lämpeneminen aiheuttaa syvempien maakerrosten tavallista voimakkaamman lämpenemisen heinäkuussa, joten esim. 10 °C:n isotermi kulkee vuonna 1954 huomattavasti jyrkemmin kuin muina vuosina.

Kuten taulukosta 2 ilmeni, oli kesällä 1955 maan vastaanottama säteilyenergia huomattavasti suurempi kuin vuonna 1954. Maan vastaanottaman säteilyenergian ja maan lämpötilan välillä ei liene sanottavaa korrelaatiota, kun lämpötila kesällä 1955 on kuitenkin alhaisempi.

Tarkasteltaessa pohjaveden vaikutusta maan lämpötilaan voidaan taulukkoja 3 ja 5 tutkimalla todeta, että pohjaveden pinnan nousu alimman mittaussyvyyden yläpuolelle on vain kaksi kertaa vaikuttanut maan lämpötilaan. 6. V. 1954 maan lämpötila on 100 cm:n syvyydessä laskenut 0.6 °C; samoin elokuussa 1954 on tässä syvyydessä esiintynyt maan lämpötilan nopea lasku. Baierin (1952, s. 189) tutkimuksissa pohjaveden vaikutuksesta ei esiintynyt epäsäännöllisyyttä maan lämpötilan kulussa.

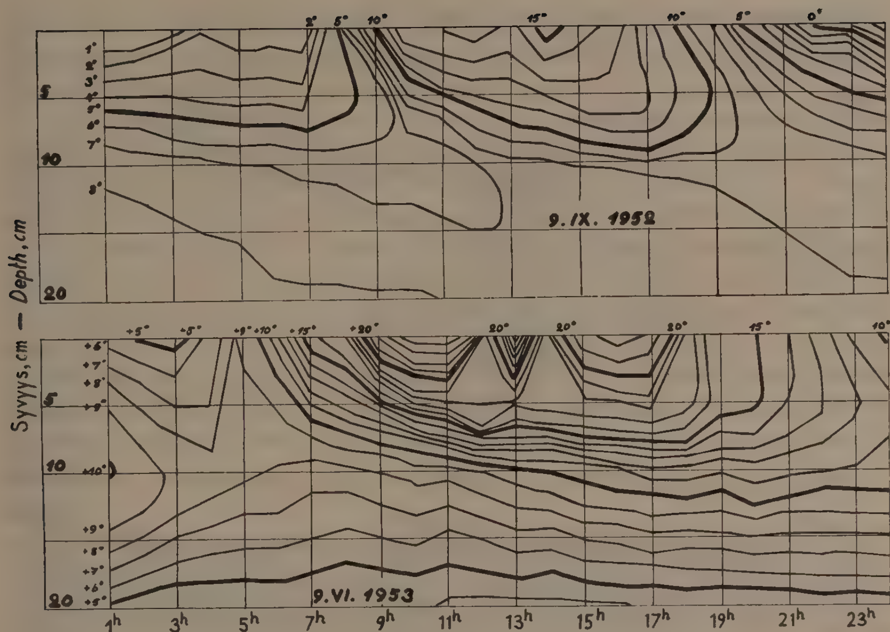
d. Lämpötilan vuorokautinen kulku

Lämpötilan vuorokautista vaihtelua maassa esiintyy huomattavasti vain lumettomana ajanjaksona. Lämpötilan amplitudi samoin kuin ääriarvojen esiintymisajankohdat vaihtelevat paitsi sääolojen mukaan myös auringon radan vaihtelujen mukaan.



Kuva 10. Lämpötilan vuorokautinen vaihtelu maassa kolmena vuorokautena.
Fig. 10. Variation of the temperature in the soil on three days.

Lämpötilan vuorokautisesta vaihtelusta esitetään esimerkkinä kuvat 10 ja 11. Niistä ilmenee, että turpeen lämpötilan vuorokautinen vaihtelu ulottuu 20—30 cm:n syvyyteen, kuten useissa muissakin tutkimuksissa on todettu (HOMÉN 1897).



Kuva 11. Isotermien kulku maassa kahtena vuorokautena.
Fig. 11. Variation of the temperature in the soil on two days.

Kuvasta 11 havaitaan parhaiten, kuinka eri tavalla maan lämpötilan kulku tapahtuu alkukesällä ja syksyllä.

5. Lämmönjohtavuus

Maan lämmönjohtavuus laskettiin kahdelta vuorokaudelta, joiden aikana maassa vallitsi erilainen kosteustila.

Lämmönjohtavuus voidaan laskea yhtälöstä

$$\lambda = cK$$

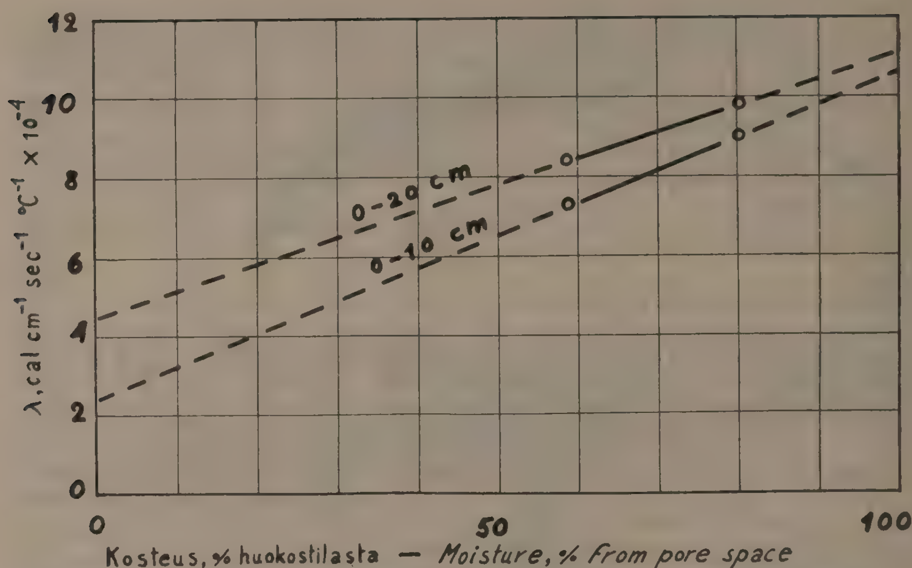
Lämpötilanjohtavuus saadaan lasketuksi kahdesta yhtälöstä

$$K_a = \frac{\Pi \cdot x^2 \cdot \log^2 e}{T \cdot (\log a_1 - \log a_2)^2}$$

$$K_r = \frac{\Pi \cdot x^2}{T \cdot r^2}$$

Siitä, että lämpötilahavainnot suoritettiin tunnin väliajoin, aiheutui kuitenkin se, ettei ääriarvojen esiintymisajankohtaa saatu todetuksi riittävän tarkasti lämpötilanjohtavuuden laskemiseksi ääriarvojen esiintymis-

5 2838—57/2,42



Kuva 12. Maan lämmönjohtavuus kosteuden funktiona 0—10 ja 0—20 cm:n kerroksissa.
Fig. 12. Thermal conductivity of the 0—10 and 0—20 cm soil layers as a function of moisture.

ajankohdan myöhästymisen perusteella. Tämän vuoksi lämpötilanjohtavuus laskettiin vain amplitudien perusteella.

Lämmönjohtavuus ilmenee kuvasta 12. Kuvaan on saatujen arvojen perusteella lisäksi piirretty katkoviivalla lämmönjohtavuuden muuttuminen kosteuden funktiona olettaen, että lämmönjohtavuus muuttuu suoraviivaisesti. Täysin kuivan maan lämmönjohtavuudeksi saadaan 0.00022 ja täysin vedelläkyllästetyn 0.00107 cal cm^{-1} sec^{-1} $°C^{-1}$ 0—10 cm:n maakerrokselle. Nämä arvot käyvät hyvin yksiin KARSTENin (1911, s. 27) tutkimusten kanssa, sillä hän on saanut vastaaviksi luvuiksi 0.00027 ja 0.00108. 0—20 cm:n maakerroksen lämmönjohtavuuden suuremmat arvot johtuvat 10—20 cm:n kerroksen pienemmästä huokostilasta, sillä huokostila oli 0—10 cm:n kerroksessa 88.7 % ja 10—20 cm:n kerroksessa 68. 4 % KARSTENin (1911, s. 27) ja SMITHin (1938, s. 18) mukaan lämmönjohtavuus paranee suoraviivaisesti maan tiivistyessä. DE VRIES (1954, s. 42) on saanut vähän suurempia lämmönjohtavuuden arvoja.

6. Ilman ja maan lämpötilan välisestä korrelaatiosta

Ilman lämpötilahavaintoja on maassamme suoritettu jo usean vuosikymmenen aikana melko laajassa mitassa. Maan lämpötilan mittaukset ovat sen sijaan jääneet verraten vähäisiksi. Kun maan lämpöoloilla erityi-

sesti Suomen olosuhteissa lienee merkitystä viljelyskasveja ajatellen, olisi arvokasta, jos voitaisiin ilman lämpötilan perusteella tehdä maan lämpöoloja koskevia päätelmiä.

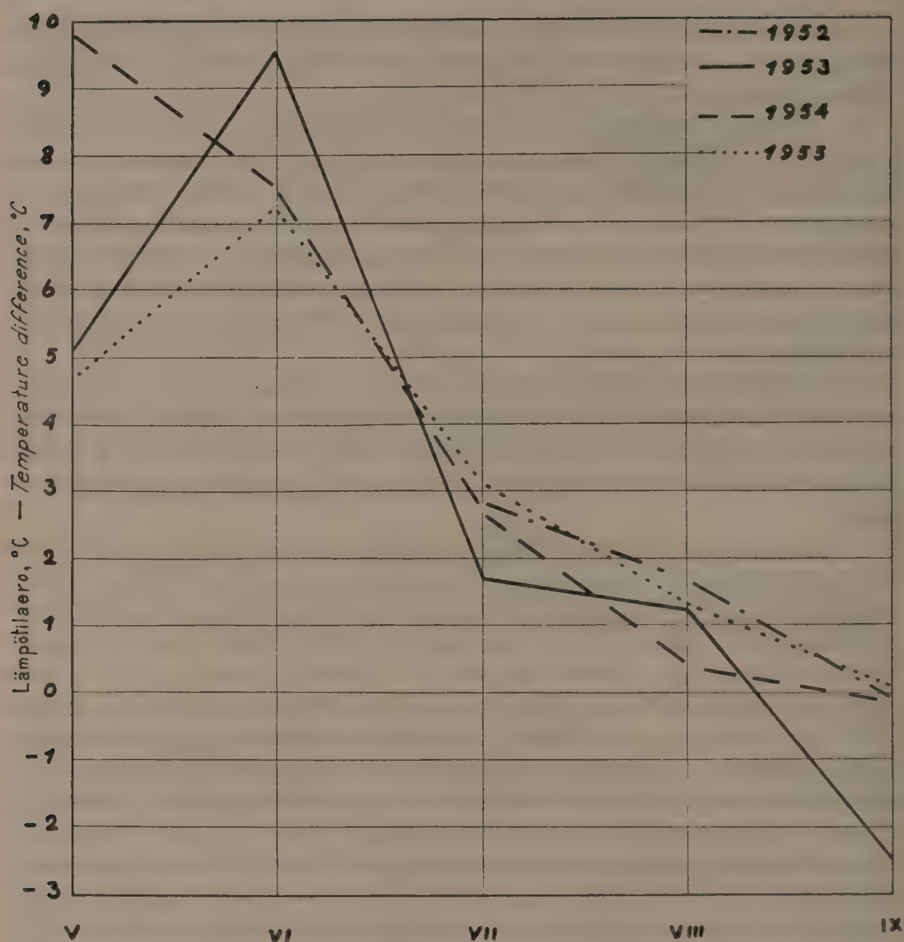
Jo etukäteen ajatellen ovat mainittujen vertailujen tekemisen mahdollisuudet esilläolevan aineiston perusteella rajalliset, sillä Suomessahan maan lämpöolojen kehitykseen vaikuttavat säätekijöiden lisäksi mm. lumi- ja routasuhteet. Tosin talvikuukausina maan lämpötila näyttää noudattavan melko säännönmukaista kulkua (ks. kuva 4), mutta keväisin vuodesta toiseen tapahtuvat lumen ja roudan sulamisen vaihtelut aiheuttavat sen, ettei tämän vaiheen ajalta voi päätellä maan lämpötilaa ilman lämpötilan perusteella.

Sen sijaan roudan sulamisvaiheen jälkeen on lämpötilojen vertaileminen paremmin mahdollista. Tältä ajankohdalta tapahtuva vertailu on myöskin erityisen merkityksellistä, sillä kesä- ja heinäkuun sääsuhteillahan on meidän oloissamme ratkaiseva merkitys viljelyskasvien kannalta asiaa tarkasteltaessa.

Seuraavassa vertaillaan 2 m:n korkeudelta säähavaintokojusta mitattua ilman lämpötilaa 20 cm:n syvyydestä mitattuun maan lämpötilaan. 20 cm:n syvyyden lämpötila on valittu siksi, että tämän syvyyden kuukausittaisia keskilämpötiloja pidetään laskemistapa huomioon ottaen luotettavampina kuin 5 ja 10 cm:n syvyyksien lämpötiloja. Toisaalta 20 cm:n syvyys kuuluu vielä muokkauskerrokseen. Sen sijaan 50 ja 100 cm:n syvyyksien lämpötiloilla ei ole samaa käytännöllistä merkitystä kuin 20 cm:n syvyyden lämpötilalla. Näiden syvyyksien lämpötilat voidaan tarvittaessa laskea myös harmonisen analyysin avulla muiden syvyyksien lämpötilojen perusteella, kunhan vain lämpötilanjohtavuus tunnetaan.

Kuvaan 13 on piirretty ilman (2 m) ja maan (20 cm) kuukausittaiset keskilämpötilaerot V—IX. Havaitaan, että kesäkuusta lähtien mainittu lämpötilaero muodostuu samansuuruiseksi varsinkin vuosina 1952 (kesäkuu puuttuu), 1954 ja 1955 0.5—1.3 °C:n tarkkuudella. Myös vuonna 1953 lämpötilaero kulkee samantyyppisesti, joskin kesä- ja syyskuussa ero poikkeaa muiden vuosien vastaavasta erosta noin 2.5 °C. Näihin poikkeamiin löytyy kuitenkin selitys. Taulukosta 1 havaitaan, että vuonna 1953 kesäkuun keskilämpötila on ollut huomattavasti (5.4 °C) normaalia korkeampi. Maan lämpötila ei ole pystynyt kuitenkaan seuraamaan ilman lämpötilaa yhtä nopeasti kuin lämpöoloiltaan normaalisina vuosina, vaan suhteellisesti hitaammin. Tämä näkyy myös siitä, että heinäkuussa lämpötilaero on pienempi kuin muina vuosina, joten heinäkuussa maan lämpötilan normaalia suurempaan nousuun vaikuttaa kesäkuussa alkanut nopea lämpötilan nousu.

Siihen, että vuoden 1953 syyskuussa ilman ja maan lämpötilaero poikkeaa huomattavasti muiden vuosien vastaavasta erosta, vaikuttaa ilmeisesti elo- ja syyskuun sadeolojen erikoisuus muiden vuosien sadeoloihin verrattuna.

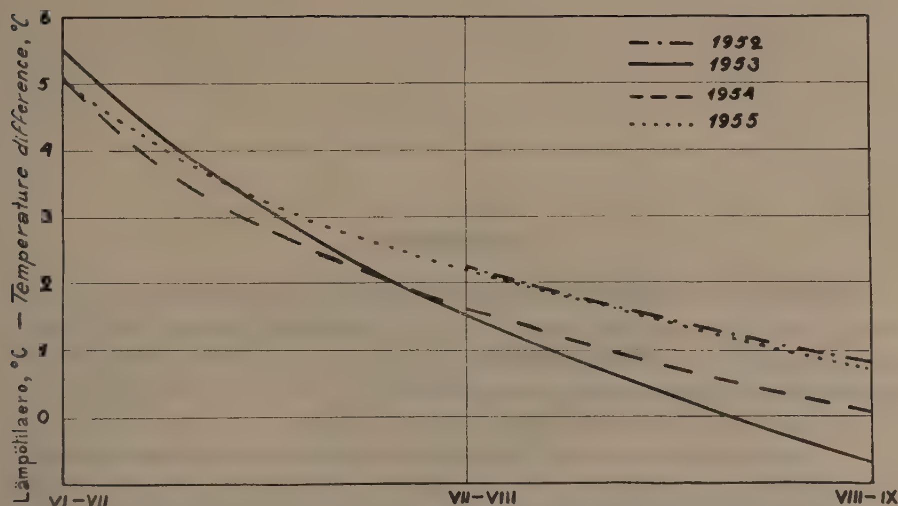


Kuva 13. Ilman (2 m) ja maan (20 cm) kuukausien keskilämpötilaerot V—IX.
Fig. 13. Monthly mean temperature differences between the air (2 m) and soil (20 cm), V—IX.

Kuvaan 14 on piirretty aina kahdelta perättäiseltä kuukaudelta olevat ilman ja maan väliset keskilämpötilaerot. Lämpötilaerot muodostuvat samansuuntaisiksi kuin kuvassa 13, mutta käyrien muoto tasoittuu huomattavasti, kun keskilämpötilat on laskettu kaksi kertaa pitemmältä aikajaksolta.

Jos tarkastellaan sitä, missä määrin esillä oleva aineisto antaa selvitystä siihen, millä tavoin sää-, lumi- ja routahavaintojen perusteella voidaan tehdä päätelmiä maan lämpöoloista, voitancen todeta seuraavaa.

Tammi-, helmi-, maalis- ja huhtikuussa maan lämpötila muodostuu vuoden lumi- ja routasuhteista sanottavasti riippumatta jokseenkin samanlai-



Kuva 14. Ilman (2 m) ja maan (20 cm) keskilämpötilaerot laskettuna siten, että on vähennetty kahden perättäisen kuukauden keskilämpötilojen summat toisistaan.
Fig. 14. Temperature differences between the air (2 m) and soil (20 cm) calculated by subtraction from each other of the mean temperatures of two consecutive months.

seksi (kuva 5). Samoin on laita toukokuussakin 20 cm:ä syvemmällä (kuva 4). Muokkauskerroksen toukokuinen lämpötila riippuu roudan sulamisen alkamisesta ja edistymisestä.

20 cm:n syvyydessä vallitseva maan lämpötila voidaan arvioida kesä—syyskuussa ilman lämpötilan perusteella noin 1 °C:n tarkkuudella ottaen huomioon huomattavat poikkeamat normaalisista kesän lämpö- ja sadeoloista. 2 m:n korkeudella vallitseva ilman lämpötila ja 20 cm:n syvyydessä vallitseva maan lämpötila saavuttavat samat arvot syyskuun 4—7. päivän tienoilla. Poikkeaminen tästä voidaan jossakin määrin arvioida kesän sääolojen perusteella.

Päätelmät

Esilläolevassa tutkimuksessa on käsitelty suoviljelyksen maan lämpöoloja. Lisäksi on tutkittu maan lämmönjohtavuutta sekä käsitelty ilman ja maan lämpötilan välistä korrelaatiota. Tutkimukset on suoritettu vuosina 1952 –1955 Hallakoeasemalla, Pelsonsuolla ($\lambda = 26.5°$ E, $\varphi = 64.3°$ N).

Tärkeimmät tutkimustulokset ovat seuraavat:

1. Kesäkuukausina esiintyi muokkauskerroksen kuukausittaisissa keskilämpötiloissa eri vuosina saman suuruisia poikkeamia kuin ilman lämpötilassakin. Suurimmat keskimläpötilojen vaihtelut esiintyivät kesäkuussa.

2. 50 ja 100 cm:n syvyyksissä kuukauden keskilämpötilojen vaihtelut eri vuosina olivat vähäisempiä ja erityisen pieniä tammi—toukokuussa, jolloin lämpötilat poikkesivat toisistaan vain muutamia kymmenesosaasteita huomattavista lumipeitteen vaihteluista huolimatta.

3. Vuoden keskilämpötilat muodostuivat keskimäärin 0.3 °C:n tarkkuudella kaikissa syvyyksissä samansuuruisiksi.

4. Maan vuotuinen keskilämpötila oli noin 2 °C korkeampi kuin 2 m:n korkeudelta mitattu ilman keskilämpötila.

5. Lämpötilan vuotuiselle kululle oli ominaista, että maan lämpeneminen oli huomattavinta kesäkuussa ja heinäkuun alkupuolella ja jäähtyminen syys—lokakuussa. Talvikuukausina maan lämpötilan muutokset tapahtuivat hitaasti ja jäivät vähäisiksi. Lämpötilaprofiilin inversio tapahtui muokkauskerroksessa elo—syyskuun vaihteessa, 50—100 cm:n kerroksessa syyskuun lopussa.

6. Maan pintakerrosten lämpötilan ollessa alkukesällä korkea lämpenivät syvemmätkin maakerrokset enemmän kuin muunlaisina vuosina.

7. Maan lämpenemisvaiheen aikana keväällä muodostui lämpötilagradientti huomattavasti suuremmaksi kuin vastaavasti syksyllä lämpövirran ollessa päinvastainen.

8. Vuorokautiset lämpötilanvaihtelut ulottuivat kesäisin 20—30 cm:n syvyyteen.

9. Maan lämmönjohtavuus suureni alaspäin mentäessä.

10. Ilman lämpötilan (2 m) ja maan lämpötilan (20 cm) välillä vallitsi vuorosuhde, jonka avulla voidaan tehdä päätelmiä kesä-, heinä-, elo- ja syyskuun keskilämpötiloista noin 1 °C:n tarkkuudella.

Kirjallisuutta

ALBERT, R. & BOGS, O. 1914. Beitrag zur Methode der Bodenuntersuchung. Inter Mitt. Bodenk. 4 : 181—198.

BAIER, W. 1952. Ergebnisse von Bodentemperaturmessungen. Ber. Deut. Wetterdienstes in der US-Zone, 38 : 189—195.

BOUYOUCOS, Q. J. 1913. An investigation of soil temperature and some of the most important factors influencing it. Michigan Agr. Coll. Exp. Sta. Techn. Bull. 17 : 1—196.

BROWN, E. M. 1939. Some effects of temperature on the growth and chemical composition of certain pasture grasses. Mo. Agr. Expt. Sta. Res. Bull. 299 : 1—76.

BUSHNELL, J. 1925. The relation of temperature to growth and respiration in the potato plant. Minn. Agr. Expt. Sta. Tech. Bull. 34 : 3—29.

COUTTS, J. R. H. 1955. Soil temperatures in an afforested area in Aberdeenshire. Quart. J. R. Meteor. Soc. 81. 347 : 72—79.

DICKSON, J. G. 1923. Influence of soil temperature and moisture on the development of the seedling-blight of wheat and corn caused by Gibberella saubinetti. J. Agr. Res. 23 : 837—870.

FITCH, G. L. 1915. Studies of health in potatoes. Col. Agr. Expt. Sta. Bull. 216 : 3—31.

GLOUNE, R. W. 1950. An examination of some observations of soil temperatures. Brit. Grassl. Soc. 5 : 157—177.

HADAS, A. 1954. Soil temperatures at the Evaporation Station, Lydda Airport, Israel, in 1951—52. S. A. Meteor. Not 9 : 1—14.

HARRISON, G. M. 1934. Responses of Kentucky bluegrass to variations in temperature, light, cutting, and fertilizing. Plant Physiol. 9 : 83—106.

HOAGLAND, D. R. 1944. Lectures on the inorganic nutrition of plants. Chronica Bot,. 226 s. Walthan. Mass.

HOMÉN, Th. 1894. Bodenphysikalische und meteorologische Beobachtungen mit besonderer Berücksichtigung des Nachtfrostphänomens. 163 s. Berlin.

—»— 1896. Über die Bodentemperatur in Mustiala. Acta soc. scient. fenn. XXI 9 : 1—184.

—»— 1897. Der tägliche Wärmeumsatz im Boden und die Wärmestrahlung zwischen Himmel und Erde. 146 s. Leipzig.

JUUSELA, T. 1945. Untersuchungen über den Einfluss des Entwässerungsverfahrens auf den Wassergehalt des Bodens, den Bodenfrost und die Bodentemperatur. Acta agr. fenn. 59 : 1—212.

KARSTEN, H. 1911. Undersökning af pulverformiga kroppars värmeledningsförmåga. Översikt af finska vetensk. soc. förh. 53. A. 17 : 1—26.

—»— 1917. Värmeomsättningen i ler- och sandblandad kärrjord. Agrik. ekon. förs. anst. årsb. 1913—1914 : 311—330.

KERÄNEN, J. 1920. Über die Temperatur des Bodens und der Schneedecke in Sodankylä nach Beobachtungen mit Thermoelementen. Ann. acad. sci. fenn. A 12. 7 : 1—200.

Keränen, J. 1929. Wärme- und Temperaturverhältnisse der obersten Bodenschichten. Einführung in die Geophysik II : 169—290. Berlin.

—»— 1952. On temperature changes in Finland during the last hundred years. Soc. geogr. fenn. 75 : 5—16.

—»— 1955. Die Temperaturschwankungen in Finnland seit dem Jahre 1830. Inst. Meteor. Geophys. Freien Univ. Berlin. Meteor. Abh. 2,4 : 25—38.

Korhonen, W. W. 1922. Ein einfacher Schneedichtmesser. Meteor. Z. 57 : 180 - 182.

Leyst, E. 1890. Über die Bodentemperatur in Pawlowsk. Rep. Meteor. 13. 7 : 1 311.

Pessi, Y. 1956. Studies on the effect of the admixture of mineral soil upon the thermal conditions of cultivated peat land. (Selostus: Tutkimuksia kivennäismaan sekoituksen vaikutuksesta suoviljelyksen lämpöoloihin.) Valt. maatal. koetoim. julk. 147 : 1—89.

Schubert, J. 1930. Das Verhalten des Bodens gegen Wärme. E. Blank: Handbuch der Bodenlehre. 6 : 342—375.

Smith, W. O. 1939. Soil temperature, thermal conductivities in moist soils. Proc. Soil. Sci. Soc. Amer. 4 : 32—40.

Smith, W. O. & Byers, H. G. 1938. The thermal conductivity of dry soils of certain of the great soil groups. Proc. Soil Sci. Soc. Amer. 3 : 13—19.

Sprague, V. G. 1943. The effects of temperature and day length on seedling emergence and early growth of several pasture species. Soil. Sci. Soc. Amer. Proc. 8 : 287 - 294.

Vesikivi, A. 1933. Suomaan lämpötilamittausten tuloksia. (Referat: Ergebnisse von Temperaturbeobachtungen im Moorboden.) S. suovilj. yhd. tiet. julk. 15 : 1 – 19.

De Vries, D. A. & De Witt, C. T. 1954. Die thermischen Eigenschaften der Moorböden und die Beeinflussung der Nachtfrostgefahr dieser Böden durch eine Sanddecke. Meteor. Rundschau. 7 : 41—45.

Wild, H. 1879. Über die Bodentemperaturen in St. Petersburg und Nukuss. Rep. Meteor. 6. 4 : 1—95.

Wort, D. J. 1940. Soil temperature and growth of Marquis wheat. Plant Physiol. 15 : 335—342.

SUMMARY

On the thermal conditions of cultivated peat soil in Pelsonsuo in the years 1952—1955.

Yrjö Pessi

Agricultural Research Centre, Frost Research Station, Pelsonsuo, Finland.

Measurements of the temperature in cultivated peat soil have been performed with the aid of thermocouples at the Frost Research Station in Pelsonsuo ($\lambda = 26.5°$ E, $\varphi = 64.3°$ N) in 1952—1955. The site of investigation is connected with a peat bog area of about 14 000 hectares, 1 500 ha of which have been reclaimed for agriculture.

During the time 18. VI—30. VII 1952 investigations were carried out on cultivated peat land with a peat layer of average thickness 60 cm, consistig of poorly humified sedge peat. The base soil was coarse sand, its different fractions amounting to the following percentages: 0.6—0.2 mm 1 %, 0.2—0.06 mm 95 %, 0.06—0.02 mm 3 %, 0.02—0.006 mm 1 %. The pH was 5.5. The field was drained with the aid of open ditches 90 cm deep, which divided it into strips of 20 m width (centre of dith to centre of ditch). The point of measurement was located in the centre of such a strip. The tilled layer had a depth of about 30 cm. In the spring of 1952 the area was harrowed and sown with oats. The seed tillered on 8. VI and the crop was cut on 15. IX. The thermocouples were placed in the soil on 16. VI. 1952 at depths of 5, 10, 20 and 30 cm. No replicates were used.

From 9. IX. 1952 onwards, investigations were carried out in another field. Its ditching was similar to that of the first test area. The peat layer was 156 cm deep, the peat from 0 to 100 cm depth being poorly humified sedge peat and that from 100 to 156 cm moderately well humified brown-moss peat. The base soil was the same as that of the first test area. The point of measurement was located at a distance of 4 m from the ditch between two strips. The depth of the tilled layer on the strip was about 30 cm. The non-humified residues of plants, consisting mainly of hair-moss (*Polytrichum commune*), were removed as completely as possible from the cultivated layer. The thermocouples were installed on 8. IX. 1952 at depths of 5, 10, 20, 50 and 100 cm. Two replicates were used at the depths of 5, 10 and 20 cm, but there was only one thermocouple at each one of the other depths. The area was sown with oats in the spring of 1953. The seed tillered on 13. VI, giving a sparse coverage. The crop was cut on 16. IX. During the summers of 1954 and 1955 the soil surface was kept free from vegetation.

The crop did not lie flat during the years 1952 and 1953. In the spring of 1954 the stubble from the crop of the preceding year was scrupulously eradicated and the soil surface smoothed over.

Both measuring sites were located in a level open field, the nearest border of the forest being 0.1 km distant in the north, 2 km in the east, 1 km in the south and 0.3 km in the west.

Weather conditions, frozen ground, ground water and snow cover

Table 1 gives a picture of the conditions of temperature and rainfall in the region in question. The normal temperature values have been calculated from the observations made during the years 1901—1930. However, a general increase of temperature has occurred since the said time, so that the annual mean temperature has increased by 1—1.5 °C (KERÄNEN 1952, 1955). It is thus seen that the temperatures during the years of the present investigation are quite well representative of the normal thermal conditions.

Freezing of the ground in the wintertime occurs regularly in the region, the depth of the frozen layer varying between 20—40 cm in the bog. In the years of the present investigation the frozen ground was found to be completely thawed on 27. V. 1952, 10. VI. 1953, 14. VI. 1954 and 16. VI. 1955. The graphs representing the snow conditions in the years of the present investigation (fig. 1 and 2) give a fairly good idea of the average properties of the snow cover in the region.

Table 2 gives data on the total arriving net radiation at Pelsonsuo during two of the summers concerned in this investigation.

The results from the measurements of the ground water level, expressed as depth from the soil surface, are seen from table 3.

Computing of the mean temperature

The daily times of observation during the summer months (V—IX) were 8.00, 14.00 and 20.00 hrs. Moreover, observations were made on a few days once every hour throughout the 24 hours. During the winter the temperatures were measured only once a day (at 14.00 hrs).

The daily temperature variations at the depths of 50 and 100 cm are so insignificant that one observation per day is sufficient to establish the mean temperature. The daily mean temperature for the depth of 20 cm during May to September was computed from the equation

$$t_m = \tfrac{1}{2} (t_8 + t_{20})$$

and that for the depth of 10 cm from the equation

$$t_m = \tfrac{1}{2} (t_8 + t_{20}) + 0.1$$

In view of the material which has served as a basis for this particular choice of procedure in computing the mean temperatures (PESSI 1956, p. 37—39), as well as of such circumstances which have significance in this respect, the mean temperatures for the depths of 100, 50 and 20 cm can probably be considered as correct with an accuracy of 0.1 °C, and those for the depths of 10 and 5 cm with an accuracy of 0.1—0.2 and 0.2—0.3 °C, respectively.

It was not possible to perform observations on all days. During the summer months the days of observation were spaced at a few days apart (table 5), and in the winter months observations were made about once a week. The monthly mean temperatures have been computed as follows.

The temperatures at the depths of 50 and 100 cm display quite slow variations, and it is thus possible to interpolate accurately the temperatures of any intermediate day from the mean temperatures of two consecutive days of observation. This was done, and the monthly mean was then calculated from the mean temperatures of all the days

in the month. The monthly mean temperatures at these depths can be considered highly representative. The annual extremes and their times of occurrence, too, can be determined accurately for the said depths.

At the depths of 5, 10 and 20 cm, on the other hand, the daily mean temperatures vary less regularly than at 50 and 100 cm depth, which is attributable to the daily variations of the weather. Therefore the mean temperatures for the intermediate days cannot be interpolated with any high degree of accuracy. Instead, the following method was employed in the calculation of the monthly mean temperatures for these depths.

On the basis of the mean temperatures of the days of observation, smoothed temperature curves were plotted to represent the curves assumed to be obtainable in absence of disturbance from the weather variations. The curves were furthermore drawn in such a way as to minimise the sum of the squares of the deviations between the curve and the mean temperatures of the days of observation; this condition was judged with the eye only. From the resulting curves the mean temperature of each day was read, and the monthly means were calculated from these values.

As a consequence of the method described above, it is not possible to determine accurately the annual extremes and their times of occurrence, and it seems likely that there does not exist any means of accomplishing this on the basis of the available observation series. The monthly mean temperatures are not completely representative either, but their accuracy is without doubt sufficient for any practical purposes.

The monthly mean temperatures for the soil surface were extrapolated from the temperatures at the different depths.

Mean temperatures

The mean temperatures of the soil on the days of observation are seen from table 5. The monthly mean temperatures are presented in table 6, which also contains the temperatures of the air at a height of 2 m. The air temperatures habe been obtained from the climatological station located at a distance of 1 km from the point of measurement. The values in brackets in table 6 have not been used when calculating the mean temperatures for three years. It should be borne in mind in a comparison between the mean temperatures of the different years that the soil surface was bare during 1954 and 1955, while oats were grown at the point of measurement in 1952 (VI—VII) and 1953. However, the crop was sparse and also comparatively short in 1953, and it shaded the soil surface mainly during two months only (VII—VIII). For this reason the results of 1953 have been compared with those of 1954 and 1955, and they have been used in the calculations together with the results of the two latter years.

Figures 4 and 5 show the monthly mean temperature profiles from the soil surface to a depth of 100 cm, as the mean of three years. The range of variation of the mean temperature has been shaded in the figures.

The monthly mean temperatures in table 6 and fig. 4 and 5 are only based on the observations of three complete years. Nevertheless, they furnish highly valuable information on thermal conditions in a certain respect. This is due to the fact that the said three years represent cases of extreme weather conditions. The year 1953 was extraordinary in that the advent of spring was earlier than ever before during the 20 years of agricultural activity in the area in question. In 1955, again, the spring commenced later than ever known before. The summers of 1953 and 1954 were very rainy, while rain was scarce in the summer of 1955. The weather conditions of the autumn and the onset of winter have similarly varied considerably from year to year, as has the snow cover (fig. 1).

It can be concluded from the foregoing that the amplitudes of variation of the monthly mean temperatures shown in fig. 4 and 5 are rather likely to represent the extreme limits.

The annual temperature variation

The annual variation of the soil temperature is illustrated by fig. 6 to 9.

The influence of the snow cover upon the soil temperatures is most clearly seen from fig. 6. In the summer the maximum temperature of the soil surface is about 3° C higher than the maximum air temperature, whereas the other extreme, the minimum soil surface temperature in the winter, exceeds the minimum air temperature by about 14° C; without the presence of snow these differences would show an inverted order of magnitude. Assuming that in the absence of snow the minimum temperature differences would follow a relation similar to that of the maximum temperatures, only with an inverted order of the extremes, the snow cover would thus cause the annual minimum temperature of the soil surface to remain about 17° C higher than in the absence of snow.

The influence of the frozen ground is evident in fig. 6, among other things from the fact that the temperatures do not show the same regular course in the spring as at a comparable time in the autumn. This is due to the temperature at a certain depth in the soil being unable to start to increase before the ground has thawed down to this particular depth. At the depths of 50 and 100 cm the temperature cannot increase until the entire frozen ground layer has thawed. While all the heat at greater depths is still being utilised to thaw the frozen ground, for instance, when the thawing has reached a depth of 20 cm, the temperature in the upper layers is already able to increase. As a result of this, a temperature gradient of remarkable magnitude has appeared before the increase of temperature can commence in the deeper soil layers as well (table 7), and the temperature will increase at a high rate. This is observed clearly in the temperature increase at the depths of 20, 50 and 100 cm in the middle of June. In the autumn, when the thermal flow is in the opposite direction, no temperature changes of such rapidity can be observed at the said depths.

It is seen from fig. 6 that the direction of the thermal flow in the summer, downward from the soil surface, persists in the 0 to 20 cm layer until the beginning of September. In the 20 to 50 cm layer the direction of flow is reversed on about 4. IX, and in the 50 to 100 cm layer on 1. X. It is further evident from fig. 6 that at the change of August and September the air temperature attains the same value which exists in the soil in the 0 to 20 cm layer.

In fig. 7 and 8, the temperature profiles of the soil at certain times are presented. A comparison between these profiles reveals that in all three years the most marked heating of the soil occurred in June and in the beginning of July. The cooling, correspondingly, took place in September to October.

Fig. 9 shows, furthermore, the course of the isotherms in the soil in the different years of this investigation. It will be seen, for instance, that the soil was heated to a greater depth in the summer of 1954 than in any other year. For example, the 10° C isotherm goes down to a depth of 100 cm, whereas only the 9° C isotherm penetrates to this depth in the other years. In part, this effect can be explained as resulting from the varying conditions of rainfall during the summer, inasmuch as HOMÉN (1896, p. 126) and JUUSELA (1945, p. 171) have noticed that the temperature at a greater depth is higher in rainy summers than in summers with scanty rainfall. It can be verified from table 1 that the summer of 1955 had less rain than the summer of 1954. On the other

hand, there is little difference in this respect between 1953 and 1954, and the rainfall does not furnish any explanation of the differences in soil temperature between these two years. The main reason is probably the temperature of the upper soil layers, which was considerably higher in May to June 1954 than in the other years, as can be seen from the isotherms in the figure. This strong temperature increase in the upper soil layers during the first part of the summer caused a greater than normal heating of the deeper layers in July; for instance, the 0° C isotherm is considerably steeper in the case of 1954 than in the other years.

With regard to the influence of ground water upon the soil temperature, a study of tables 3 and 5 reveals that the rise of the ground water level above the lowest level measurements were taken has affected the soil temperature only twice during this investigation. On 6. V. 1954 the soil temperature at a depth of 100 cm decreased by 0.6° C and, similarly, in August 1954 a rapid decrease of the temperature at this depth occurred. In BAIER's (1952, p. 189) investigations no irregularities in the variations of temperature caused by the influence of the ground water were observed.

The daily temperature variation

Only during the snowless period are there any marked daily variations of teme perature in the soil. In addition to weather conditions, the changes in the sun's orbi- have an influence upon the temperature amplitude as well as on the time of occurrenct of its extremes.

As an example of the daily temperature variations, fig. 10 and 11 may be presented. It is seen from these figures that the daily temperature variations extend down to a depth of 20—30 cm in the peat; similar observations have been made in numerous other investigations (HOMÉN 1897).

Fig. 11 shows very plainly the different course of the temperature changes in the soil in the first part of the summer and in the autumn.

Thermal conductivity

The thermal conductivity of the soil has been calculated from the observations of two days on which different moisture conditions prevailed in the soil. The equations used in these calculations are shown on page 33.

Since the temperature observations were performed at one-hour intervals, the times of occurrence of the temperature extremes could not be determined with an accuracy adequate for the determination of the thermal conductivity on the basis of their time lag. For this reason the thermal conductivity was calculated only from the temperature amplitudes at different depths.

The obtained values of the thermal conductivity are presented in fig. 12. Furthermore, the change of the thermal conductivity in relation to the moisture content has been plotted in this figure, as calculated from the obtained values on the assumption that it is a linear function of the moisture content. The thermal conductivity of completely dry soil is found to be 0.00022, and that of soil completely saturated with water 0.00107 cal cm^{-1} sec^{-1} $°C^{-1}$ for the 0 to 10 cm soil layer. These values agree very well with KARSTEN's (1911, p. 27) investigations, in which he has found the values of 0.00027 and 0.00108 respectively. The higher values of the thermal conductivity for the 0 to 20 cm layer are caused by the smaller volume of the porous space in the 10 to 20 cm layer, this volume being 88.7 and 86.4 % in the 0 to 10 cm and the 10 to 20 cm

layer respectively. According to KARSTEN (1911, p. 27) and SMITH (1938, p. 18), the thermal conductivity of soil increases linearly with increasing compression of the soil. DE VRIES (1954, p. 42) has found slightly higher thermal conductivities.

On the correlation between air and soil temperatures

Even before this investigation it could be anticipated that, on the basis of the present material, only limited possibilities exist for conclusions to be drawn from the air temperatures with regard to the thermal conditions in the soil, since in Finland the development of these conditions is influenced not only by the climatic factors but also, for instance, by the conditions relating to snow cover and frozen ground. It is true that the variation of the soil temeprature during the winter appears to follow a fairly regular course (cf. fig. 4) but, owing to the different thawing of the snow and frozen ground in the different years, it is not possible to deduce the soil temperature from the observed air temperatures during this particular phase.

After the thawing of the frozen ground, on the other hand, the comparison of the temperatures is more practicable. This comparison has, indeed, a particular significance immediately after the thawing of the ground, since the weather conditions in June and July, too, are of decisive importance with regard to cultivated plants in Finland.

In the following the air temperature at a height of 2 m, as observed in a weather observation hut, will be compared with the soil temperature at a depth of 20 cm. The difference between the monthly mean temperatures of the air (2 m) and the soil (20 cm) for the months V—IX has been shown in fig. 13. It is seen that from June onwards this temperature difference has the same value, particularly in the years 1952 (no observations from June available), 1954 and 1955, being within 0.5—1.3° C. In 1953, too, the temperature difference varies in a like manner, although the difference in June and September is about 2.5° C different from that in the other years. However, there is an explanation for this deviation. It is seen from table 1 that the mean temperature in June was considerably higher (5.4° C) than normal in 1953, but the soil temperature was not able to follow the air temperature at the same rate as in years of normal thermal conditions. This relatively slower change of soil temperature is also evident in that the temperature difference was lower in July 1953 than in the case of the other years; the greater than normal rate of increase of the soil temperature in July was thus a consequence of the rapid increase which commenced in June.

Obviously the considerable discrepancy between the temperature difference of air and soil in September 1953 and the corresponding values relating to the other years is attributable to the exceptional conditions of rainfall in August and September of that year.

Fig. 14 shows the mean temperature differences between air and soil for every two consecutive months. The variation of the differences is again similar to that in fig. 13, but the shape of the curves is much smoother, owing to the double length of the periods for which the means have been taken.

A study of the question as to how far the present material throws light upon the possibilities of drawing inferences with regard to the thermal conditions in the soil from observations relating to weather, snow and frozen ground, reveals the following facts.

In January, February, March and April, the soil temperature will be fairly uniform in all cases, rather independent of the conditions of snow and frozen ground (fig. 5). This is also true in June for depths greater than 20 cm (fig. 4). The temperature of the tilled layer in May is dependent on the onset and progress of the thawing of the ground.

The soil temperature at a depth of 20 cm in June to September can be estimated on the basis of the air temperature with an accuracy of about 1° C, provided any considerable deviations from the normal temperature and rainfall conditions during the summer are taken into account. The air temperature at a height of 2 m and the soil temperature at a depth of 20 cm attain the same values about the 4th—7th of September. Any deviation from this can be estimated to some degree on the basis of the weather conditions during the summer.

Conclusions

The main results of the present investigation are as follows:

1. During the summer months, deviations in the monthly mean temperatures of the tilled layer of the same magnitude as in the air temperature occurred in the different years of investigation. The highest variations of the mean temperatures occurred in June.

2. At the depths of 50 and 100 cm the variations of the monthly mean temperatures in the different years were less. They were particularly small in January, the temperatures being only a few tenths of a degree different, in spite of considerable variations of the snow cover.

3. The annual mean temperatures at all depths attained the same values to within 0.3 °C on an average.

4. The annual mean temperature of the soil was about 2 °C higher than that of the air at a height of 2 m.

5. A characteristic feature of the annual variation of the temperature was that a remarkable heating of the soil took place in June and the first half of July; cooling occurred in September to October. During the winter months the changes of the soil temperature were slow and remained quite small. The inversion of the temperature profile took place at the change of August and September; at depths of 50 to 100 cm it occurred at the end of September.

6. When the temperature of the upper soil layers was high in the first part of the summer, the deeper soil layers also became warmer than in such years when this was not the case.

7. During the phase of heating of the soil a considerably higher temperature gradient was attained in the soil than at a corresponding time in the autumn when the thermal flow was in the opposite direction.

8. The daily temperature variations extended to a depth of 20—30 cm in the summertime.

9. The thermal conductivity of the soil improved with increasing depth.

10. A correlation existed between the air temperature (at a height of 2 m) and the soil temperature (at a depth of 20 cm), on the basis of which it is possible from the mean air temperatures of June, July, August and September, to draw inferences with regard to the soil temperature with an accuracy of about 1° C.

This publication is to be had abroad from the Library of the Agricultural Research Centre, Tikkurila, Finland.